III-18.733

CRISTIAN V. SECU
CONSTANTIN RUSU

# GEOGRAFIA SOLURILOR CU ELEMENTE DE PEDOLOGIE

Editura Universității „Alexandru Ioan Cuza" Iași

BIBL. CENTR. UNIV.
M. „EMINESCU" IASI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
III-18.733

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cristian V. SECU Constantin RUSU

# Geografia solurilor cu elemente de pedologie

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Referenţi:
Prof.dr.ing.d.h.c. **Nicolae Florea**
(membru al Academiei de Ştiinţe Agricole şi Silvice)
Institutul Naţional de Cercetare-Dezvoltare pentru Pedologie, Agrochimie şi Protecţia Mediului

Prof.dr. **Eugen Rusu**
Universitatea „Alexandru Ioan Cuza" Iaşi, Facultatea de Geografie şi Geologie

Redactor: Dana Zămosteanu
Tehnoredactor: Florentina Crucerescu
Coperta: Manuela Oboroceanu

ISBN 978-973-703-279-9

© Editura Universităţii „Alexandru Ioan Cuza", 2007
700511 – Iaşi, str. Păcurari, nr. 9, tel./fax: (0232) 314947

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

W - 119.F55

Cristian V. SECU Constantin RUSU

# Geografia solurilor cu elemente de pedologie

662408
B.C.U. IASI

EDITURA UNIVERSITĂȚII „ALEXANDRU IOAN CUZA“
IAȘI – 2007

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Descrierea CIP a Bibliotecii Naţionale a României**

**SECU, CRISTIAN V.**

**Geografia solurilor cu elemente de pedologie/** Cristian V. Secu, Constantin Rusu. - Iaşi: Editura Universităţii „Al.I.Cuza", 2007
Bibliogr.
ISBN 978-973-703-279-9

I. Rusu, Constantin

911.2:631.4(075.8)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# CUPRINS


**Capitolul I. NOȚIUNI INTRODUCTIVE** ..... 11
1.1. Terminologie de bază ..... 11
1.2. Pedologia – abordare istorică ..... 12
1.2.1. Pedologia europeană ..... 12
1.2.2. Pedologia americană ..... 15
1.2.3. Pedologia românească ..... 18
1.2.4. Repere în dezvoltarea pedologiei contemporane ..... 20
1.3. Solul privit ca sistem şi funcţionalitatea solului în natură ..... 21
1.4. Poziția pedologiei în cadrul ştiinţelor vieţii şi ale pământului ..... 24
1.5. Importanța solului în natură ..... 25
1.6. Metode de cercetare în pedologie ..... 26

**Capitolul II. FACTORII PEDOGENETICI** ..... 29
2.1. Cadru general şi concepte ..... 29
2.2. Roca în pedogeneză ..... 31
2.3. Rolul reliefului în formarea solurilor ..... 34
2.4. Clima ca factor pedogenetic ..... 36
2.5. Importanța componetului hidric în formarea solurilor ..... 39
2.6. Componentul biotic şi pedogeneza ..... 40
2.7. Timpul în pedogeneză ..... 42
2.8. Factorul uman şi evoluția solurilor ..... 45
2.9. Importanța agenților de transport în formarea solului ..... 48

**Capitolul III. PROCESELE CARE CONTRIBUIE LA FORMAREA PROFILULUI DE SOL** ..... 51
3.1. Acumularea ..... 51
3.1.1. Bioacumularea ..... 52
3.1.2. Coluvierea ..... 52
3.2. Pierderile ..... 53
3.3. Amestecul ..... 53
3.3.1. Procesul vermic ..... 53
3.3.2. Procesul vertic ..... 54
3.3.3. Crioturbația ..... 54
3.4. Translocarea materialelor ..... 55


BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.4.1. Fersialitizarea ..... 55
3.4.2. Feroliza ..... 55
3.4.3. Feralitizarea ..... 55
3.4.4. Alitizarea ..... 56
3.4.5. Procesele de decarbonatare-recarbonatare (secundară) ..... 56
3.4.6. Procesele de salinizare şi alcalizare ..... 58
3.4.7. Procesele de eluviere-iluviere ..... 60
3.4.8. Podzolirea ..... 62
3.4.9. Alterarea materialelor ..... 63
3.5. Transformarea ..... 63
3.5.1. Procesele de alterare fizică ..... 63
*3.5.1.1. Gelifracţia* ..... 63
*3.5.1.2. Haloclastia* ..... 64
*3.5.1.3. Termoclastia* ..... 64
3.5.2. Procesele de alterare chimică ..... 65
*3.5.2.1. Dizolvarea* ..... 65
*3.5.2.2. Hidratarea* ..... 65
*3.5.2.3. Hidroliza* ..... 65
*3.5.2.4. Oxidarea şi reducere* ..... 67
3.5.3. Procese de alterare biologică ..... 67
3.5.4. Procesele de transformare ..... 67
3.5.5. Sulfidizarea ..... 68
3.5.6. Procesele gleice şi stagnogleice ..... 69

**Capitolul IV. COMPONENŢII SOLULUI ŞI PROPRIETĂŢILE ACESTORA** ..... 71
4.1. Componentul solid ..... 71
4.1.1. Componentul mineral al solului ..... 71
4.1.2. Textura ..... 74
4.2. Componentul lichid ..... 76
4.2.1. Sursele de apă din sol ..... 76
4.2.2. Formele de apă din sol ..... 76
4.2.3. Forţele care acţionează asupra apei din sol ..... 78
4.2.4. Regimul hidric al solului ..... 79
4.3. Componentul gazos ..... 80
4.3.1. Formele şi compoziţia aerului din sol ..... 80
4.3.2. Mecanismele de schimb ale gazelor cu atmosfera ..... 81
4.3.3. Conţinutul de aer din sol ..... 81
4.3.4. Porozitatea solului ..... 82

BCU "I. G. DUCA" UNIVERSITY LIBRARY

4.4. Materia organică a solului ..... 84
4.4.1. Factorii care determină viața în sol ..... 84
4.4.2. Organismele din sol ..... 85
*4.4.2.1. Microfauna și microflora* ..... 87
*4.4.2.2. Mezofauna* ..... 93
*4.4.2.3. Macrofauna* ..... 96
*4.4.2.4. Megafauna* ..... 97
4.4.3. Rolul faunei în sol ..... 97
4.5. Humusul ..... 98
4.5.1. Sursele de materie organică ..... 98
4.5.2. Tipurile de humus ..... 100
4.5.3. Compoziția humusului ..... 102
4.5.4. C organic din sol ..... 103
4.5.5. Importanța materiei organice în sol ..... 104
4.6. Componentul mineral și organic dispersat (coloizii solului) ..... 106
4.7. Componentul organo-mineral structurat (structura solului) ..... 107
4.7.1. Factorii care determină formarea structurii solului ..... 107
4.7.2. Cauzele deteriorării structurii solului ..... 108
4.7.3. Importanța structurii, efectele destructurării și refacerea structurii solului ..... 109

**Capitolul V. CARACTERISTICI CHIMICE ALE SOLULUI** ..... 111
5.1. Capacitatea de schimb cationic ..... 111
5.2. Reacția solului ..... 113

**Capitolul VI. SISTEME DE CLASIFICARE A SOLULUI** ..... 117
6.1. Noțiuni introductive ..... 117
6.2. Sistemului Român de Taxonomie a Solurilor (S.R.T.S., 2003) ..... 119
6.2.1. Istoric ..... 119
6.2.2. Ierarhia la nivel superior și inferior a taxonilor ..... 120
6.2.3. Denumirea taxonului ..... 121
6.3. Legenda Hărții Solurilor Lumii, 1:5.000.000, FAO-UNESCO ..... 130
6.4. Baza Mondială de Referință pentru Resursele de Sol (W.R.B.-S.R., 2006) ..... 131
6.4.1 Istoric ..... 131
6.4.2. Caracteristici generale ..... 132
6.4.3. Unitățile taxonomice din W.R.B.-S.R. ..... 133
6.4.4. Calificativele ..... 134
6.4.5. Etapele clasificării solului ..... 135

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.5. Taxonomia Americană (ediția a X-a, 2006) ..... 137
6.5.1. Istoric ..... 137
6.5.2. Elementele care definesc taxonomia americană ..... 138
6.5.3. Scurtă caracterizare a ordinelor de sol ..... 139
6.6. Referențialul Pedologic (1995) ..... 141
6.6.1. Istoric ..... 141
6.6.2. Caracteristici generale ..... 142
6.6.3. Structura Referențialului Pedologic ..... 143
6.6.4. Denumirea solurilor pe baza Referențialului Pedologic ..... 144

**Capitolul VII. RESURSELE DE SOL ALE TERREI** ..... 147
7.1. Soluri cu orizont organic gros ..... 147
7.1.1. Histosolurile ..... 147
7.2. Soluri puternic influențate de activitatea omului ..... 150
7.2.1. Antrosolurile ..... 150
7.2.2. Tehnosolurile ..... 151
7.3. Soluri cu limitări pentru pătrunderea rădăcinilor, cauzate de permafrost sau pietrișuri ..... 152
7.3.1. Criosolurile ..... 152
7.3.2. Leptosolurile ..... 154
7.4. Soluri influențate de apă ..... 156
7.4.1. Vertisolurile ..... 156
7.4.2. Fluvisolurile ..... 160
7.4.3. Solonețurile ..... 162
7.4.4. Solonceacurile ..... 164
7.4.5. Gleisolurile ..... 167
7.5. Soluri influențate de chimia Al/Fe ..... 169
7.5.1. Andosolurile ..... 169
7.5.2. Podzolurile ..... 173
7.5.3. Plintosolurile ..... 176
7.5.4. Nitisolurile ..... 178
7.5.5. Feralsolurile ..... 179
7.6. Soluri formate prin stagnarea apei ..... 182
7.6.1. Planosolurile ..... 182
7.6.2. Stagnosolurile ..... 185
7.7. Soluri cu acumulare de materie organică și grad de saturare în baze ridicat ..... 186
7.7.1. Cernozemurile ..... 186
7.7.2. Kastanozemurile ..... 188

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7.7.3. Faeozemurile ..... 188
7.8. Soluri cu acumulări de săruri slab solubile sau substanțe nesaline ... 190
7.8.1. Gipsisolurile ..... 190
7.8.2. Durisolurile ..... 193
7.8.3. Calcisolurile ..... 193
7.9. Soluri cu orizont de subsuprafață îmbogățit în argilă ..... 194
7.9.1. Albeluvisolurile ..... 194
7.9.2. Alisolurile ..... 196
7.9.3. Acrisolurile ..... 196
7.9.4. Luvisolurile ..... 198
7.9.5. Lixisolurile ..... 199
7.10. Soluri relativ tinere sau soluri cu profil slab dezvoltat ..... 200
7.10.1. Umbrisolurile ..... 201
7.10.2. Arenosolurile ..... 202
7.10.3. Cambisolurile ..... 204
7.10.4. Regosolurile ..... 206
**Glosar de termeni** ..... 207
*Anexa 1.* Unități de măsură ..... 211
Bibliografie ..... 213

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL I

# NOȚIUNI INTRODUCTIVE

## 1.1. TERMINOLOGIE DE BAZĂ

***Solul** este un corp natural cu organizare proprie, diversificat spațial, rezultat prin combinarea proceselor de natură diferită (fizice, chimice, biochimice), situat la suprafața scoarței terestre și la interferența geosferelor care evoluează în timp sub acțiunea factorilor naturali și antropici, fiind înzestrat și capabil să susțină viața.*

*Orizontul de sol* (pedogenetic) este un „*strat*" format în interiorul profilului de sol, aproximativ paralel cu suprafața topografică, care se distinge prin proprietăți morfologice specifice (grosime, culoare, structură, textură etc.) în raport cu stratele subiacente și supraiacente.

*Orizontul diagnostic* este definit cantitativ prin constituenți specifici proceselor pedogenetice și/sau printr-un ansamblu de proprietăți, pe cât posibil măsurabile, utilizate pentru identificarea și diferențierea unităților de sol (taxoni) (cf. *S.R.T.S.*, 2003). Acestea diferă de orizonturile pedogenetice care sunt definite în plan calitativ.

*Materialul parental* reprezintă materialul mineral, provenit din alterarea rocilor, sau organic, prin transformarea resturilor organice, pe care se formează solul.

*Roca subiacentă* constituie un strat mineral, preponderent consolidat, situat în baza profilului de sol.

*Profilul de sol* reprezintă o secțiune verticală de la suprafața scoarței terestre până la materialul parental (roca subiacentă), prin care se asigură studiul solului sub toate aspectele.

*Pedogeneza* este procesul de formare a solului prin combinarea factorilor pedogenetici (rocă, relief, climă, hidrografie, vegetație, activități antropice, timp)

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sub acțiunea complexă și interconexivă a proceselor pedogenetice (fizice, chimice, biochimice).

*Pedologia* (gr. *pedon*=pământ, sol și *logos*=cunoștință, discuție, cu sensul de studiu) este știința care se ocupă cu studiul solului și al relațiilor acestuia cu componentele mediului.

Solul este privit în mod diferit de către specialiști. Întrucât din cele mai vechi timpuri a constituit un permanent mijloc de producție, agronomii consideră solul ca fiind un mediu natural propice pentru înrădăcinarea și cultivarea plantelor (USDA, Soil Taxonomy), ceea ce definește și un alt concept: *edafologia* (gr. *edaphos*=podea, suport).

## 1.2. PEDOLOGIA – ABORDARE ISTORICĂ

### *1.2.1. Pedologia europeană*

La nivel mondial dezvoltarea pedologiei s-a realizat diferențiat de-a lungul timpului.

În antichitate, unii filozofii greci percepeau natura prin combinarea a patru calități sau stări (cald, rece, uscat și umed); solul ocupă o poziție intermediară întrucât combină aceste calități ale mediului natural.

Renașterea a constituit o perioadă marcată de puține realizări în domeniul teoretic, dar meritată amintită observația făcută de *B. Palissy* (1560) asupra elementelor cu rol nutritiv în sol; în plan practic, utilizarea solului cunoaște progrese sensibile în această perioadă.

Secolul al XIX-lea cunoaște un progres important în domeniul științei solului, prima jumătate fiind marcată de contribuțiile agronomilor germani, în timp ce a doua jumătate va fi dominată de pedologii ruși.

Principalele contribuții la dezvoltarea pedologiei ca știință se pot grupa într-o serie de curente sau direcții abordând problematici diferite (chimie, fizică, microbiologie, agrogeologie etc.).

Debutul este realizat de *Th. de Saussure*, care demonstrează că anumite elemente minerale, precum N, P și K, provin din sol și au un rol important în nutriția plantelor.

Chimistul suedez *Wallerius* (1709-1785) reia studiile asupra *teoriei humusului*, plecând de la o idee antică latină[1] prin care se considera firesc ca

[1] *„simila similibus curantur"*

elementele nutritive necesare ființelor vii (vizând în mod special plantele) să se regăsească în aceleași ființe, dar moarte (Boulaine, 1995).

*Carl Spriengel* (în lucrarea *Bodenkunde*[2],1837), studiind compoziția humusului, determină procentele medii de carbon, utilizate și în prezent pentru calculul conținutului total al materiei organice.

*Justus von Liebig*, în lucrarea *Chimie aplicată la agricultură și la fiziologie* (1840), demonstrează că plantele *nu se hrănesc cu humus*, acesta fiind, în concepția autorului, un produs intermediar între materia organică vegetală și sărurile minerale, singurele alimente pentru plante (teoria nutriției minerale) (Boulaine, 1989). Liebig este considerat unul dintre fondatorii chimiei organice și se va impune în domeniul științei solului prin teoria nutriției minerale, legea restituției[3] și legea minimului[4] (Boulaine, 1995).

Ultima lucrare elaborată de *Ch. Darwin* (1809-1882), intitulată *Formarea humusului sub acțiunea râmelor, cu observații asupra obiceiurilor lor* (publicată în 1881), aduce câteva elemente de noutate în pedologie, printre care amintim: importanța râmelor la formarea unui strat gros de humus pe terenurile plane, în timp ce pe versanți contribuie la denudarea solurilor; precizează rolul acizilor humici în formarea humusului; analizează, cu o precizie deosebită, bioritmurile din sol. Darwin s-a dovedit a fi un fin observator al caracteristicilor morfologice ale profilului de sol, pe care le corelează cu activitatea faunei. Acesta observă că orizonturile de suprafață ale solurilor arabile conțin mai puține elemente grosiere, materialul putând trece prin tubul digestiv al lumbricidelor, diferențiindu-se astfel de cele inferioare, mai grosiere (Feller *et al.*, 2000).

*P.E. Müller* (1840-1936), studiind podzolurile din Danemarca, demonstrează îmbogățirea în aluminiu a orizontului B spodic și definește pentru prima dată cele trei tipuri de humus (mull, moder și mohr) (Boulaine, 1984).

Materia organică a solului a continuat să suscite interesul multor specialiști. Dintre aceștia, *Eilhart Mitscherlich* evidențiază rolul bacteriilor în descompunerea hidraților și a carbonului.

*Thaer* (1853) publică o clasificare a solurilor, unul dintre criterii fiind textura, care era combinată cu favorabilitatea utilizării solurilor în agricultură și

---

[2] Știința solului generală (J. Boulaine, 1984).

[3] Pentru ca solul să fie cultivat fără a-i diminua randamentul este necesar ca elementele chimice extrase de către plante să-i fie restituite în egală măsură, indiferent sub ce formă.

[4] Randamentul unei recolte este controlat cantitativ de către elementele fertilizante al căror conținut în sol este mai mic în raport cu necesarul plantelor.

cu productivitatea. Thaer era şi exponentul fidel al teoriei humusului, susţinând (greşit) că plantele se hrănesc cu humus (legând producţiile mari de solurile bogat humifere).

Altă direcţie a dezvoltării pedologiei în secolul al XIX-lea vizează caracterizarea fizică a solului şi în special ponderea unor constituenţi (argilă, nisip), însuşirile unor roci (calcar) sau proprietăţile lor legate de aer şi apă. Exponenţii cei mai fideli ai acestui curent sunt Atterberg şi Mitscherlich, care au adus contribuţii importante în studiul fizicii solului.

A doua jumătate a secolului al XIX-lea este marcată puternic de dezvoltarea pedologiei genetice, când sunt formulate principiile de bază ale pedologiei, iar principalii reprezentanţi sunt *V.V. Dokuceaev, N.M. Sibirţev, K.D. Glinka* ş.a. (şcoala rusă).

Conceptele clasicilor pedologiei ruseşti pot fi sintetizate prin următoarele elemente: solul este corp natural, independent, cu istorie proprie; conceptul factorilor formării solului; conceptul istorist al formării solului, acesta trecând printr-o succesiune de stadii în timpul evoluţiei sale; conceptul de tip de sol; conceptul zonei de sol; conceptul de clasificare a solurilor (Rozanov, 1982).

*V.V. Dokuceaev* a deschis o perspectivă nouă pentru ştiinţa solului prin lucrarea *Cernoziomul rusesc* (1883), fiind un pionier în cartografia şi clasificarea solurilor, promotorul *teoriei zonalităţii solurilor* şi fondatorul pedologiei genetice.

*N.M. Sibirţev* (1860-1899), colaboratorul direct al lui Dokuceaev, introduce noţiunile de soluri zonale, azonale şi intrazonale, iar cursul său de Pedologie a constituit mult timp o sursă importantă a teoriilor, conceptelor şi metodelor pentru şcoala pedologică rusă (Boulaine, 1984).

Aceeaşi linie ştiinţifică a fost urmată şi de K.D. Glinka (1867-1929) prin două lucrări: *Marile grupe de soluri ale lumii şi formarea lor* şi *Pedologie*, care aveau să promoveze ideile lui *Dokuceaev* în ţările vest-europene.

Ideile şi concepţiile şcolii ruseşti de pedologie sunt preluate în Franţa de *A. Demolon*, care va considera solul ca fiind un *corp natural,* cu legi proprii de evoluţie.

Începutul secolului al XX-lea va fi marcat de organizarea întâlnirilor internaţionale la care vor participia atât pedologi, cât şi specialişti din alte domenii, consacrate exclusiv studiului solului. Dintre urmaşii şcolii pedologice ruseşti, fondată de *Dokuceaev*, merită să fie amintit *B.B. Polânov*, care a reuşit să stabilească o serie de legături între pedologie, geologie şi climatologie. Acesta

are numeroase contribuții în domeniul studierii solului, asociind metodele specifice geografiei şi geologiei cu experimentele în câmp şi cu modelele matematice.

Expoziția internațională de la Paris (1909) aduce ca element de noutate harta solurilor pentru teritoriul Rusiei europene, realizată de Dokuceaev şi echipa sa.

Primul pas spre internaționalizarea pedologiei ca știință s-a făcut prin *Conferința de Agrogeologie* (1909) ținută la Budapesta şi coordonată de Gh. Munteanu-Murgoci şi de ungurii Timko şi Treitz, care aveau să pună bazele întâlnirilor specialiştilor cu o frecvență din patru în patru ani (Boulaine, 1997). Conferința de la Budapesta a avut un rol important pentru pedologia românească, cu această ocazie fiind prezentată Harta solurilor României.

Dacă în secolele al XVIII-lea şi al XIX-lea pedologia începe să se cristalizeze pe baza altor ştiințe (geologie, biologie, agronomie, chimie), în secolul XX aceasta devine o ştiință independentă, fapt confirmat şi de fondarea Societății Internaționale pentru Ştiința Solului (Roma, 1924).

Bazele cartografierii solurilor Franței sunt puse de *Ph. Duchaufour,* care începe realizarea hărții solurilor 1:1.000.000, continuată ulterior de *G. Aubert.* Cunoaşterea resurselor de sol s-a realizat pe baza unui program (I.G.C.S.[5]) inițiat de Ministerul Agriculturii (1990) care viza realizarea hărții solurilor 1:250.000, căreia i se asociază o importantă bază de date. Unele dintre programe au avut ca obiectiv cunoaşterea detaliată a tipologiei solurilor (1:50.000 şi 1:25.000) din partea centrală a țării, realizarea de studii detaliate pe eşantioane (1:10.000) pentru cunoaşterea funcționării solurilor şi mediului (King *et al.*, 1999).

În țările din nordul Europei învelişul pedologic este studiat detaliat (1:20.000-1:50.000), iar reprezentările cartografice se bazează pe S.I.G. Situația este asemănătoare şi în cazul inventarierii resurselor de sol ale Rusiei, unde s-a pus accent pe cunoaşterea mai detaliată a solurilor (1:10.000 şi 1:25.000) utilizate agricol decât în cazul celor din domeniul forestier (1:100.000) (Shvidenko *et al.*, 1998).

### *1.2.2. Pedologia americană*

Perioada de pionierat a pedologiei din SUA îl are ca reprezentant pe E.W. Hilgard (1833-1906); percepând solul ca pe un corp natural, Hilgard este cel care

[5] Inventaire, Gestion et Conservation des Sols.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

realizează legătura dintre proprietățile solului și factorii pedogenetici, reprezentați prin climă și vegetație (Buol *et al.*, 1989). G.N. Coffey este considerat fondatorul pedologiei genetice, cel care considera că „*solul este un corp natural cu geneză și caracteristici proprii*", care trebuie clasificat pe baza proprietăților intrinseci, în timp ce diferențele dintre anumite proprietăți ale solului trebuie puse pe seama schimbărilor climatului și vegetației. Clasificarea propusă de *Coffey* includea un sistem format din cinci categorii cu un anumit număr de clase pentru fiecare categorie. Categoria de nivel superior cuprindea cinci clase bazate pe caracteristicile dominante ale solului, reflectând însușirile generale ale climei și vegetației regiunilor; diferențierea claselor pentru următoarea categorie se baza pe proprietățile geologice ale solului; a treia categorie lua în considerare diferențele de culoare; următoarele două categorii stabileau seriile de sol și, la cel mai jos nivel, tipul de sol (Gardner, 1998).

Prima hartă a solurilor la scara 1:7.000.000, intitulată *Solurile din Provinciile Statelor Unite* (1910), a fost urmată, la un an, de *Harta preliminară a solurilor Statelor Unite*, realizată de *Coffey*. Acesta separa o regiune a solurilor aride, în vestul țării, și 11 unități de culoare închisă în prerie, la care se adaugă 10 unități de soluri deschise sub pădure, în estul țării (Simonson, 1991).

După 1920 se realizează primele experimente în cartografia solului pe baza aerofotogramelor; deși pentru perioada respectivă nu aveau o importanță deosebită în studierea cu acuratețe a solului, pentru anumite zone acestea reduceau timpul de studiu (Kellog, 1974).

*C.F. Marbut* (1863-1935) sintetizează cunoștințele școlii pedologice europene, marcată de contribuțiile lui *Dokuceaev* și ale lui *Glinka,* orientând clasificarea solurilor spre criteriul genetic. Marbut publică monografia *Solurile Statelor Unite*, însoțită de o hartă a solurilor (1935).

Opera sa poate fi sintetizată în câteva elemente de noutate pentru acea vreme: pregătirea primului sistem multicategorial de taxonomie a solurilor; stabilirea criteriilor pentru separarea seriilor de sol, utilizate și în prezent; realizarea primei clasificări a solurilor (publicată în 1922 și ulterior în 1927). Aceasta era structurată pe șase categorii: la nivelul cel mai jos se situa prima categorie, care cuprindea toate tipurile de sol, categoria a II-a includea seriile de sol, categoria a III-a se baza mai mult pe trăsăturile locale ale solului decât pe cele generale, înglobând grupele de sol, categoria a IV-a reprezenta marile grupe de sol, categoria a V-a diferențiа solurile pe baza compoziției chimice a materialului parental și a coloizilor, iar categoria a VI-a, reprezentând cel mai

înalt nivel al clasificării, grupa toate solurile „normale" în două clase, *„pedocal"* și *„pedalfer"*, diferențiate pe baza acumulării carbonaților (Gardner, 1998). Pe baza ultimului criteriu Marbut împarte teritoriul SUA în două compartimente în lungul unei linii din nord-vestul statului Minnesota, prin partea vestică a preriei, până în Texas (Corpus Christi) (Gardner, 1998).

*Hans Jenny* (1899-1992), în lucrarea *Factorii formării solului*, rezumă principiile de bază ale științei solului din acea perioadă (*Soil Survey Staff*, 1993), acordând o importanță deosebită studiilor geomorfologice în determinarea vârstei materialului pe care se formează solul.

Perioada modernă a pedologiei cantitative îi are ca exponenți principali pe *Ch.E. Kellogg,* care a pus la punct primul manual pentru cercetarea și inventarierea solurilor (*Soil Survey Manual,* 1937), și pe *G.D. Smith* coordonatorul echipei care a elaborat *Soil Taxonomy* (1975). Sub coordonarea lui Kellogg a fost revizuit sistemul anterior de clasificare, fiind publicată (în 1935 și apoi în 1949) o schemă cuprinzătoare care va permite clasificarea tuturor tipurilor de sol cunoscute la acea dată în SUA.

Guy D. Smith și echipa sa își asumă rolul elaborării unui sistem nou de clasificare, care va fi prezentat cu ocazia unor reuniuni științifice internaționale, sub forma unei succesiuni de *„aproximări"*.

În *Prima aproximație* (1951) au fost utilizate, pentru prima dată, proprietăți care se modifică de la un sezon la altul, cum sunt temperatura și umiditatea, dar care nu se aplicau la toți taxonii[6] (Celine, 1979).

Clasificarea prezentată sub denumirea de *A Cincea Aproximație* (1957) cuprindea șapte categorii, o nomenclatură nouă, rădăcina cuvintelor era de origine greacă sau latină, iar definirea unităților de sol se realiza prin compunerea cuvintelor.

*A Șaptea Aproximație* (1975) a fost primul sistem de clasificare realizat pe baze genetice, prin care solul (pedonul) era studiat în termeni cantitativi (ex. 25 cm limita pentru epipedonul molic) (Celine, 1979). A șaptea aproximație lua în considerare activitatea omului ca factor potențial în formarea solului. În prezent Taxonomia americană a solurilor a ajuns la ediția a X-a (*K.S.T.,* 2006).

În domeniul microbiologiei solului, S.A. Waksman descoperă o serie de microorganisme printre care și actinomicetele. Activitatea de cercetare și

[6] Temperatura se utiliza numai pentru 5 din cei 16 taxoni.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

calitatea de fondator al şcolii de microbiologie i-au fost recunoscute prin acordarea Premiului Nobel (1952).

### *1.2.3. Pedologia românească*

În România, ***primele observaţii*** asupra învelişului de sol sunt datorate cărturarului *Dimitrie Cantemir*, apoi lucrărilor elaborate de *Ion Ionescu de la Brad* (1866), referitoare la agricultura unor judeţe, şi, nu în ultimul rând, studiului privind solurile arabile la nivelul ţării elaborat de *V. Cârnu-Munteanu* şi *C. Roman* (1900).

***Etapa timpurie a dezvoltării pedologiei*** poate fi extinsă până la jumătatea secolului al XX-lea, când se conturează două orientări.

*Prima orientare* constă în aplicarea concepţiilor naturaliste ale lui Dokuceaev, exponenţii principali fiind *Gh. Munteanu Murgoci, Em. Protopopescu-Pache, P. Enculescu*, care publică şi prima hartă a solurilor Principatelor Române (1:2.500.000).

*A doua orientare* vizează starea de fertilitate şi implicit chimia solului. Pionierii acestei direcţii în pedologia românească sunt *N. Cernescu* şi *Th. Saidel*, care elaborează o serie de lucrări asupra carateristicilor chimice ale principalelor tipuri de soluri din România, asupra solurilor sărăturate (din valea Călmăţuiului); N. Cernescu introduce pentru prima dată în lume metoda determinării electrometrice a pH-ului, care ulterior a fost perfecţionată (1912) (Florea, 2004), confirmând legăturile dintre formele de aciditate şi pH (Vasu, 2004).

Această etapă este marcată de apariţia cadrului instituţional pentru studiul solului, şi anume *Secţia de Agrogeologie* din cadrul *Institutului Geologic al României* (1906).

***Etapa modernă***, de la jumătatea secolului al XX-lea până în prezent, este marcată de diversificarea specializărilor din domeniul pedologiei (ecopedologie, calitatea solurilor, micromorfologie, pedologie forestieră ş.a.).

O serie de instituţii, nou înfiinţate, se vor ocupa de studiul solului (*Institutul de Studii şi Proiectări pentru Organizarea Teritoriului Agricol,* 1954, *Institutul de Cercetări pentru Pedologie şi Agrochimie,* 1970 ş.a.) sau de formarea specialiştilor în domeniul pedologiei (prima secţie de pedologie a funcţionat în cadrul *Institutului Agronomic din Bucureşti,* 1950).

Clasificarea solurilor debutează cu *lista sistemică a solurilor* realizată de *N. Cernescu* şi *N. Florea* (1962), urmată de o perioadă efervescentă de ameliorare, marcată de publicarea primei clasificări a solurilor (1969), continuată cu

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Sistemul Român de Clasificare a Solurilor* (1973, 1980) (Chiriță, 1974, Puiu, 1980). Consecință a datelor acumulate din aplicarea celorlalte sisteme a fost elaborată o nouă taxonomie (*Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor*, 2003), care include și elemente din principalele sisteme internaționale (*Soil Taxonomy* și *W.R.B.-S.R.*).

Dezvoltarea învățământului pedologic i se datorează lui N. Cernescu, care înființează o secție de pedologie în cadrul Facultății de Geologie, aparținând Institutului de Geologie și Tehnică Minieră (1948), transferată ulterior la Institutul Agronomic (Davidescu, Cotea, 2004). În prezent, *Facultățile de Geografie, Agronomie* și *Silvicultură* din marile centre universitare au în planul de învățământ discipline precum pedologia, geografia solurilor ș.a.

Cartografia solurilor cunoaște în acestă perioadă o evoluție rapidă, concomitent cu sporirea gradului de detaliere (*Harta solurilor României* sc. 1:1.000.000 în 1964, sc. 1:500.000 în 1970-1971 și sc. 1:200.000 în perioada 1963-1994).

Un rol important în dezvoltarea pedologiei a revenit conferințelor naționale de pedologie desfășurate din patru în patru ani, care, pe lângă caracterul științific, au dezvoltat și latura didactică prin cunoașterea resurselor de sol din anumite zone ale țării. Astfel, a XVI-a conferință promovează Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (2000), iar a XVII-a Conferință Națională pentru Știința Solului (2006) s-a desfășurat sub emblema a „*100 de ani de Știința Solului în România*" și avut ca temă „*Managementul și utilizarea resurselor de sol, protecția mediului agricol și dezvoltarea rurală din centrul și nord-vestul României*".

***Dezvoltarea învățământului pedogeografic ieșean***

Cunoașterea solului, ca obiect de studiu, începe prin introducerea unei conferințe de *agrogeologie* (1912) la Catedra de Geologie și Paleontologie, de la Facultatea de Științe a Universității din Iași, suplinită inițial de M. David, dar atribuită apoi titularului de drept, I. Simionescu (Barbu, 2004). M. David va include în lucrarea *Tratat de Geologie*[7] un capitol final intitulat „Noțiuni de Agrogeologie".

[7] Publicată în 1927.

Cursul de *Pedologie şi geografia solurilor*[8] va constitui disciplină de studiu pentru studenţii de la specializarea geografie şi va fi predat de N. Bucur, profesor de pedologie la Institutul Agronomic din Iaşi (Barbu, 2004, 2006).

Învăţământul pedogeografic ieşean este continuat de prof. N. Barbu, care, pe lângă cursurile[9] de incontestabilă valoare şi numeroasele lucrări ştiinţifice publicate, a jucat un rol important în organizarea primului *Laborator de analiză a solurilor* şi în lărgirea bazei materiale cu scop didactic (micromonoliţi de sol, planşe etc.). Aceeaşi linie a dezvoltării învăţământului pedogeografic este urmată şi de prof. Gh. Lupaşcu, care publică două cursuri de specialitate[10] şi trei caiete pentru lucrări practice la pedologie (Rusu, 2006), colaborează la elaborarea Sistemului Român de Taxonomie a Solurilor (2000) şi a Referenţialului Pedologic (1995), organizează primului master în *Ştiinţa solului* şi înfiinţează un microlaborator pentru cercetare.

Un rol important în dezvoltarea cercetării contemporane revine cadrelor didactice de la *Departamentul de Geografie* al Facultăţii de Geografie şi Geologie de la Universitatea „Al.I. Cuza" din Iaşi, care organizează anual simpozionul „*Factori şi procese pedogenetice din zona temperată*" (din 1991) şi publică revista omonimă, ajunsă la vol. 6, serie nouă (2007).

### *1.2.4. Repere în dezvoltarea pedologiei contemporane*

În ultimii ani ai secolului al XX-lea se remarcă în pedologia mondială o tendinţă de hiperspecializare, prin analize foarte înguste, pe segmente ale disciplinelor (Pédro, 1996).

La nivel global au fost demarate numeroase proiecte care vizau cunoaşterea resurselor de sol ale lumii, primul şi cel mai important desfăşurându-se sub egida Societăţii Internaţionale pentru Ştiinţa Solului şi culminând prin publicarea *Hărţii Solurilor Lumii*, la scara 1:5.000.000 (1974).

Necesitatea prezervării resurselor de sol utilizate agricol a generat un program la nivel internaţional, la care au participat şi specialişti români, pentru cunoaşterea solurilor şi a vulnerabilităţii terenurilor în Europa Centrală şi de Est

---

[8] În 1950-1957.

[9] *Curs de pedogeografie* (1974), *Geografia solurilor României* (1987).

[10] *Pedologie generală* (1998), Gh. Lupaşcu, Gh. Jigău şi M. Vârlan, Editura Junimea, Iaşi şi *Geografia solurilor cu elemente de pedologie generală* (2000), Gh. Lupaşcu, Editura Universităţii „Al.I. Cuza" Iaşi.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

(SOVEUR[11]), program care a evidențiat faptul că 30% din terenurile agricole ale Europei sunt afectate de degradare fizică și poluare (I.S.R.I.C., 1999).

În ultimii ani, la inițiativa unor organisme internaționale (FAO, I.S.R.I.C. și U.N.E.P.) a fost lansat un program internațional care are în vedere dezvoltarea și utilizarea unei baze de date pentru sol și teren (SOTER=SOils and TERrain). Acest program include Europa Centrală și de Est (1998-2000), America Latină și Caraibe (SOTERLAC) și sudul Africii (SOTERSAF, în 2002-2003). Din programul de bază au fost create extensii pentru cuantificarea eroziunii (*SOTER Water Erosion Assessment Program* – SWEAP) și utilizarea bazei de date pentru evaluarea automată a terenurilor (*SOTALES*) (I.S.R.I.C., 2004).

Principalele probleme științifice în domeniul pedologiei pentru secolul XXI sunt: eroziunea solului, materia organică a solului și biodiversitatea, fertilizarea în exces, contaminarea solului, utilizarea solului, compactarea solului, alcalizarea solului (Nieder, 2006), la care se adaugă influența inundațiilor și alunecărilor asupra învelișului pedologic (Norcliff, 2006).

În domeniul educației, curriculele universitare convenționale din marile colegii ale SUA pregătesc specialiști în domenii de bază (biologie, hidrologie, climatologie etc.), dar se impune ca acestea să pună accent pe schimbările climatice și hidrologice, pe ciclul elementelor în natură, pe procesele din cadrul ecosistemelor și pe capacitatea lor de reziliență. Curriculele trebuie să pregătească specialiști adoptând un mod de înțelegere holistic în studiul solului, nu doar pentru producția agricolă și securitatea alimentară, aceștia având de rezolvat multiple probleme interdisciplinare, ceea ce impune colaborarea cu specialiștii din alte domenii (Lal, 2006).

## 1.3. SOLUL PRIVIT CA SISTEM ȘI FUNCȚIONALITATEA SOLULUI ÎN NATURĂ

Solul este un *corp natural* care *moștenește* în părți variabile, în funcție de condițiile geografice locale, componentele de bază ale sistemului terestru: 40-60% material mineral, 20-50% apă, 5-40% aer și materie organică (aproximativ 5%) (fig. 1.1).

Prezenta lucrare va caracteriza tipul de sol privit ca entitate reprezentativă, dar și ca înveliș format la suprafața uscatului (pedosfera) prin interferența

[11] Soil and Terrain Vulnerability in Central and Eastern Europe.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

geosferelor (atmosfera, biosfera, litosfera şi hidrosfera) şi caracterizat prin evoluţie temporală.

Solul reprezintă un sistem cu organizare ierarhică complexă, aspect care se reflectă teoretic în *conceptul organizării ierarhice a structurii solului.* Cele opt nivele prezentate de *B.G. Rozanov* (1982) sunt: *nivelul de interacţiune a atomilor → a moleculelor → nivelul particulelor elementare ale solului → nivelul micro- şi macroagregatelor (inclusiv al neoformaţiunilor şi incluziunilor) → nivelul orizonturilor pedogenetice → nivelul solului privit ca entitate (profil/pedon) → nivelul teritoriului ecologic omogen* şi *→ nivelul învelişului pedologic.*

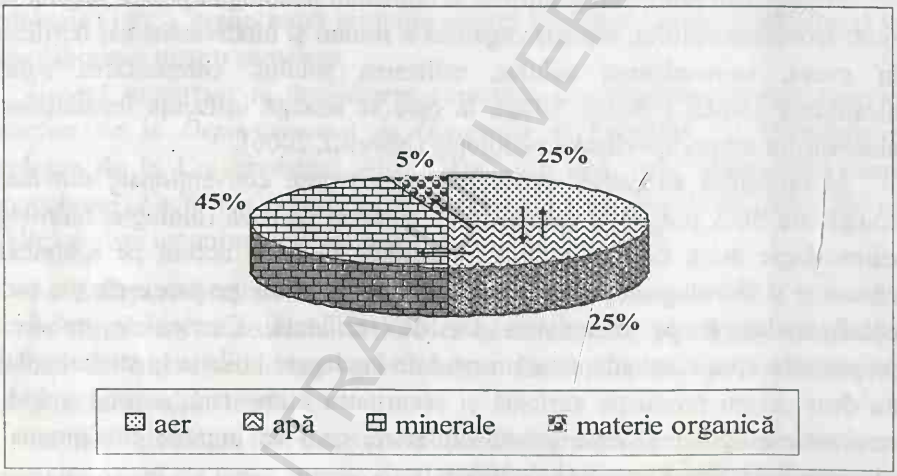



**Figura 1.1.** Ponderea medie a componenţilor solului

Solul privit ca sistem natural se caracterizează printr-o organizare internă cu complexitate crescândă; fiecare component luat separat constituie un subsistem, prin urmare, solul este constituit dintr-o succesiune de subsisteme care interacţionează între ele. Solul nu poate funcţiona separat, interacţionează la rândul său cu alte subsisteme, aparţinând geosistemului terestru.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Proprietățile solului văzute prin prisma teoriei sistemice***

*Caracteristicile unui sistem se reflectă în caracteristicile solului după cum caracteristicile solului se regăsesc în proprietățile sistemului.*

Solul este un sistem eterogen și polifazic, fiind alcătuit din constituenți diferiți aflați în trei stări de agregare: solidă (substanțe minerale și organice), lichidă (soluția solului) și gazoasă (aerul din sol). Acestora li se adaugă organismele vii aflate în interacțiune directă cu cele trei faze ale solului.

Solul este un sistem natural (uneori antropic sau antropizat) care prezintă următoarele caracteristici:

- solul, ca orice sistem, este *limitat spațial*. Limita verticală (în adâncime) poate fi considerată, arbitrar, la 200 cm, dar poate fi și reală, dată de contactul litic (între 20 și 50 cm). Limita orizontală poate fi tranșantă, când se trece de la sol la alte suprafețe (cu roca la zi sau mari suprafețe acvatice). Dacă ne referim la trecerea de la un tip de sol la altul, atunci limita este, adesea, mai puțin clară, fâșia de tranziție putând însuma caracterele celor două tipuri de sol, aspect denumit în unele sisteme de clasificare[12] *intergrade*;
- solul este considerat un *sistem deschis*, având proprietatea de a primi, stoca, transforma și elibera energie și materie;
- solul, ca sistem deschis, evoluează în timp, având tendința de a ajunge la *stadiul de echilibru dinamic*. Perioada de timp necesară pentru a ajunge la această stare depinde de senzitivitatea sistemului.
- *heterogenitatea internă* este expresia ponderii variabile care revine constituenților solului. Această caracteristică nu trebuie văzută la modul simplist; prin evoluție în timp se realizează o *ierarhizare* în cadrul sistemului sol;
- *capacitatea de autoorganizare* este dată de structura internă a solului și de capacitatea acestuia de a funcționa într-o succesiune ordonată a evenimentelor și nu aleatoriu (Vasu, 1989);
- solul dispune de capacitate de *rezilienţă*, dată de potențialul acestuia de a reveni la funcțiile inițiale după ce a suferit unele modificări (naturale sau antropice).

În consecință, solul dispune de „*programe proprii*" (Papacostea, 1976), ceea ce înseamnă că în interiorul profilului, ca rezultat al interferenței geosferelor, au loc procese care favorizează diferențierea orizonturilor. În același timp, intensitatea cu care acționează unul sau altul dintre factorii pedogenetici poate contribui la formarea anumitor tipuri, deci solul este integrat în „*programele superioare*" (*Vas*, 1989).

[12] Referențialul Pedologic (Baize, Girard, 1995) și Sistemul de Clasificare Canadian, 1998.

***Funcționalitatea solului în natură***

Solul se află în contact direct cu atmosfera, fapt care determină schimbul de gaze între cele două componente ale geosistemului. Acesta primește apă prin intermediul precipitațiilor, care ajunse în sol formează *soluția solului,* având un rol activ în desfășurarea proceselor pedogenetice. În funcție de zona climatică, apa din precipitații poate străbate în întregime profilul de sol ajungând în freatic și, mai departe, prin izvoare și râuri, în lacuri și oceane, iar în cele din urmă, prin evaporație și condensare, ajunge iarăși în sol. Putem conchide că *solul este un component activ al circuitului hidrologic. Solul constituie atât suportul, cât și habitatul pentru componentul biotic, deci principala sa funcție este cea de mediu de viață pentru diverse organisme.* Plantele își extrag din soluția solului substanțele nutritive necesare dezvoltării, iar la sfârșitul ciclurilor de vegetație sau la sfârșitul ciclului biologic o parte din elementele chimice stocate în țesuturi se întorc în sol. Rezultă faptul că *solul este component al micului circuit geochimic.*

## 1.4. POZIȚIA PEDOLOGIEI ÎN CADRUL ȘTIINȚELOR VIEȚII ȘI ALE PĂMÂNTULUI

Din știința de bază (pedologia) s-au desprins mai multe ramuri de studiu care privesc solul sub diferite aspecte. Astfel, *pedogeografia* se ocupă cu studierea proceselor de formare, evoluție și determinarea însușirilor intrinseci ale solului, cu repartiția geografică și elaborarea diferitelor clasificări; *geografia solurilor* oferă o imagine asupra solului în calitate de component natural al peisajului geografic și ca mediu de viață al plantelor, dar și sub aspectele sistematicii și repartiției solurilor pe glob sau la nivel regional; *pedologia ameliorativă* urmărește îndeosebi proprietățile care limitează fertilitatea și stabilește modalitățile eficiente de corectare sau utilizarea în scopuri productive a solurilor.

Pe de altă parte, unele ramuri ale pedologiei se ocupă strict cu fundamentarea științifică, teoretică și practică, a unor domenii, a însușirilor sau a suportului material pe care-l oferă solul pentru dezvoltarea plantelor și a unor viețuitoare (*fizica, chimia, biologia solului*, apoi *pedologia agricolă* și *silvică, ecopedologia* ș.a.m.d.). Pedologia constituie o știință distinctă, studiată secvențial în facultățile de geografie (*pedogeografie, geografia solurilor, metode de analiză și cartare a solurilor, fizica, chimia și biologia solurilor, gestionarea*

*resurselor pedosferei*), agronomie şi horticultură (*pedologie, pedologie ameliorativă*), silvicultură (*pedologie, soluri şi staţiuni forestiere*), geologie-geochimie (*mineralogia şi geochimia solurilor*), biologie (*ecopedologie*), dar şi prin cursuri de masterat în domeniul Ştiinţei solului etc.

Deşi este considerată o ştiinţă relativ tânără, pedologia s-a impus pregnant în contextul general al ştiinţelor vieţii şi ale pământului prin individualizarea unei laturi teoretice (studiul proceselor pedogenetice, clasificarea solurilor etc.) şi a celei practice, cunoştinţele teoretice fiind aplicate în domeniul ştiinţelor agricole, silvice, planificare teritorială, urbanism şi amenajare rurală etc.

## 1.5. IMPORTANŢA SOLULUI ÎN NATURĂ

Fiind un corp natural de sinteză, solul are o serie de proprietăţi şi funcţii specifice, care-l definesc şi-l delimitează de celelalte componente ale mediului geografic:

– este un *corp natural* care se formează şi evoluează în timp sub acţiunea cumulată a factorilor abiotici şi biotici;

– reprezintă un *sistem deschis*, având capacitatea de a transforma continuu substanţe minerale, de a acumula şi ceda energie, de a sintetiza substanţe organice proprii (humus), dar şi de a elibera substanţe organice şi minerale prin transferuri către alte componente ale sistemului. Din acest punct de vedere, reprezintă o verigă indispensabilă în circuitul materiei şi energiei pe Terra;

– este un *corp poros* care preia, conţine şi reţine apă şi/sau aer şi poate fi străbătut de orice sistem radicular;

– reprezintă *suportul nutritiv* pentru dezvoltarea vegetaţiei şi a faunei, având o calitate fundamentală: *fertilitatea*; această calitate asigură *suportul existenţei şi dezvoltării societăţii*;

– controlează scurgerea apei, este mediul unde sunt puşi în libertate nutrienţii, constituie un veritabil filtru ecologic pentru apă şi pentru unele deşeuri;

– este *mediu activ de schimb pentru gaze şi lichide;*

– solul are un *rol important în sănătatea omului* prin elementele chimice preluate de acesta din apă sau din alimente. Iodul, element esenţial pentru sănătate, este preluat în proporţie de 20% din apă şi 80% prin alimente. Lipsa acestuia în regiunile îndepărtate de mare, în Alpi şi Himalaya, duce la creşterea cazurilor de incidenţă a guşei, diferit de zonele din apropierea litoralului, unde

iodul în sol are o concentrație mai mare decât în materialul parental (Oliver, 1997);

– reprezintă o *sursă de materii prime* (argilă, turbă, coloranți etc.);

– reprezintă o „secvență" geologică, biologică și climatică în istoria dezvoltării omenirii prin capacitatea sa de a stoca informație.

## 1.6. METODE DE CERCETARE ÎN PEDOLOGIE

Solul este un *corp polifazic* (având o parte minerală, organică, gazoasă și, respectiv, lichidă), fiecare fază (component) fiind studiată de discipline care dispun de o metodologie proprie. În acest caz vom dispune de o imagine a solului fragmentată pe componente. Pedologia reprezintă însă o știință cu caracter aplicativ, cunoștințele despre sol fiind utilizate prioritar în domenii precum agricultura și silvicultura. În acest caz se utilizează o metodologie care vizează legătura dintre proprietățile solului și necesitățile plantelor cultivate, legătura dintre sol și stațiunile forestiere ș.a., iar rezultatele vor fi diseminate în funcție de scopul urmărit.

Solul constituie un element definitoriu al peisajului, motiv pentru care geograful va urmări legătura fiecărui component al mediului cu solul, dar și procesele care contribuie la formarea sau degradarea acestuia.

Din punct de vedere geografic, studiul solului se bazează pe metode directe și indirecte.

Metodele directe au în vedere studiul solului în teren și în laborator.

*Studiul solului în teren* implică în prealabil o amplă documentare bibliografică (asupra unității fizico-geografice, administrative etc.), ceea ce include (obligatoriu) și studiul unor hărți generale și tematice (geologică, geomorfologică, hidrogeologică, a vegetației etc.). Activitatea de teren debutează prin identificarea principalelor trăsături ale sistemului fizico-geografic, în funcție de care se va analiza profilul. Studiul de teren presupune o analiză temeinică a profilului de sol, care va constitui veriga esențială atât în descrierea morfologică, cât și în clasificarea solului. Descrierea și caracterizarea fiecărui orizont pedogenetic se realizează prin *metoda morfologică*, urmărind proprietățile direct cuantificabile (grosimea, culoarea, textura, conținutul în schelet etc.), precum și aspecte generale ale solificării (microrelief și procese geomorfologice, tip de vegetație, nivel hidrostatic etc.).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În teren se pot realiza o serie de analize preliminare (reacția, efervescența, electroconductivitatea etc.), ce permit într-o primă fază diagnosticarea tipului de sol, care va fi confirmată sau nu prin analize de laborator.

Aparatura de înaltă performanță permite măsurarea unor parametri direct în teren, cum ar fi rezistența la penetrare (cu penetrometru manual sau electronic), capacitatea de infiltrare, umiditatea solului la diverse adâncimi etc. În cazul aparatelor digitale se pot efectua un număr foarte mare de măsurători, punctele în care se realizează măsurătorile sunt memorate de un GPS și ulterior interpretate cu ajutorul unui calculator portabil și al softurilor specializate, putându-se realiza direct în teren studii fizico-chimice sau chiar hărți tematice.

*Studiul solului în laborator* se va realiza pe eșantioane reprezentative, prin prelevarea probelor din teren și efectuarea analizelor speciale care vor confirma (sau nu) diagnosticul tipului de sol stabilit în teren. Metodologia elaborării studiilor pedologice impune respectarea unor norme și standarde naționale și internaționale (STAS-uri), pentru fiecare categorie de analize în parte (fizice, chimice, biochimice etc.).

Metodele indirecte de studiere a solului sunt foarte numeroase, cele mai multe provenind din alte științe. O primă metodă constă în *studiul solului pe bază de corelație*, prin care se încearcă să se verifice dacă un caracter X este dependent de un caracter Y (Boulaine, 1975). Metoda este utilă, dar va duce la erori în cazul în care nu sunt cunoscute procesele care determină cele două caractere și posibilitatea acumulării coincidențelor între cei doi indicatori luați în calcul. Același autor prezintă câteva legi utilizabile în studiul solului, dintre care amintim: *legea compoziției,* prin care se apreciază că modul de combinare a factorilor naturali într-o zonă poate duce la formarea unui anumit tip de sol; *legea cauzalității imediate,* cea care analizează succesiunea elementară a fenomenelor; *legea comportamentului,* prin care se exprimă modul probabil de comportare a solului la o schimbare externă.

Metodele moderne de cartografiere a solurilor se bazează atât pe studiul solului în teren, cât și pe analizele de laborator în cazul eșantioanelor, după care datele pot fi extrapolate la spații largi pe baza imaginilor satelitare și a aerofotogramelor. În cazul cartografierii prin metode indirecte analiza trebuie făcută cu prudență, având în vedere cât mai mulți indicatori (litologia, panta, expoziția versanților, apa freatică etc.). Astfel, pe baza indicelui de vegetație, este posibil ca unui tip de vegetație să-i corespundă un anumit tip de sol, dar pe

BCU MSU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

de altă parte trebuie să ținem cont și de faptul că pe același tip de sol succesiunea speciilor vegetale poate fi diferită. Acest tip de studiu este util pentru peisajele mediteraneene, cu vegetație de garriga, caracterizate prin diversitate pedologică și de vegetație, puternic influențate de activitatea antropică, prin păstorit și prin incendierea vegetației (Bornand *et al.*, 1997).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL II

# FACTORII PEDOGENETICI

## 2.1. CADRU GENERAL ŞI CONCEPTE

Formarea solului este rezultatul interacţiunii mai multor variabile (componente ale mediului), cunoscute în literatura de specialitate ca *factori pedogenetici*. Acest concept a fost introdus de *V.V. Dokuceaev* (1883), care aprecia că fiecare factor pedogenetic are aceeaşi importanţă în formarea solului. Problema importanţei factorilor pedogenetici a fost reluată de urmaşii lui Dokuceaev, care considerau că unii dintre factori pot avea un rol mai puternic în pedogeneză.

*J. Hans* (1941) a sintetizat rolul factorilor pedogenetici printr-o funcţie simplă care se prezintă astfel:

$$s = f(cl, o, r, p, t ...)$$

unde cl=clima, o=organismele, r=relieful, p=materialul parental şi t=timpul.

În formulă sunt grupaţi factorii naturali (abiotici şi biotici), la care se adaugă timpul, cu acţiune invariabilă asupra tuturor solurilor, şi factorul antropic, extrem de puternic în cazul solurilor irigate, din orezării, sau al antrosolurilor. Pentru a evidenţia importanţa timpului în formarea solului J. Hans defineşte relaţia sol-timp prin expresia $s=f\ (timp)_{cl,\ o,\ r,\ p,...}$, dar întrucât factorii pedogenetici variază în timp, vor exista noi tendinţe în evoluţia profilului de sol.

Sunt unanimi acceptaţi ca factori pedogenetici pentru formarea tipului de sol (S) roca sau materialul parental (R), clima (C), organismele (O), relieful (Rf) şi timpul (T).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Aşadar, se poate vorbi despre existenţa mai multor categorii de factori: *variabili*, cum este cazul reliefului care îşi modifică configuraţia prin altitudine, procese geomorfologice ş.a., al vegetaţiei prin tipul de asociaţie, dimensiunea vegetaţiei, forma de înrădăcinare etc., şi *factori invariabili*, cum este timpul, care acţionează în acelaşi mod asupra tuturor solurilor. Fiecare factor poate avea un rol conducător în formarea solului faţă de ceilalţi factori. Pedologii ruşi considerau climatul ca fiind cel mai important factor în formarea solului. Totuşi, fiecare dintre factorii pedogenetici poate avea rol conducător în pedogeneză, ceea ce a dus la apariţia conceptului de *climofuncţie* S=f(**C**, R, Rf, H, O,) T, *biofuncţie* S=f(**O**, R, Rf, H, O) T, *topofuncţie* S=f(**Rf**, R, H, O)T, *litofuncţie* S=f(**R**, Rf, H, O)T, *cronofuncţie* S=f(**T**, R, Rf, H, O) şi *hidrofuncţie* S=f(**H**, R, Rf, C, O) T (Birkeland, 1999). La conceptul factorilor pedogenetici se adaugă şi antopofuncţia S=f(**A**, R, H, Rf, C, O,) T.

Situaţiile prezentate anterior se referă la evoluţia normală a solurilor cu pedogeneză orientată în direcţia atingerii stadiului de echilibru. În natură se produc frecvent şi evenimente neprevăzute care modifică substanţial peisajul, cunoscute sub denumirea de hazarde. Sub această denumire sunt cunoscute erupţiile vulcanice, ploile torenţiale şi alunecările de mare amploare, inundaţiile ş.a., care pot îndepărta învelişul de sol sau îl pot acoperi cu depozite noi.

Întrucât solul este variat spaţial, în perioada post Dokuceaev s-au individualizat patru direcţii ale teoriilor referitoare la factorii pedogenetici (Stasiev, 2006): echivalenţa factorilor pedogenetici; acceptarea unui factor principal în pedogeneză; existenţa unor factori pedogenetici direcţi (roca, apa freatică) şi a unor condiţii exterioare (clima); decelarea proceselor pedogenetice care se desfăşoară în sol sub acţiunea directă şi indirectă a factorilor pedogenetici.

Există şi modele de evoluţie a solului mai simplificate, cum este cel realizat de *Johnson* şi *Watson-Streigner* (1987), prezentat de *P.W. Birkeland* (1999), în care:

$$S = f(P,R)$$

unde:
S = reprezintă solul,
P = constituie pedogeneza progresivă
R = este pedogeneza regresivă.

BCU IAŞI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Pedogeneza progresivă însumează totalitatea factorilor şi proceselor care contribuie la separarea orizonturilor de sol (bioacumularea, eluvierea-iluvierea etc.), în sensul individualizării profilelor bine dezvoltate. Pedogeneza regresivă are ca rezultat simplificarea profilului de sol, prin pierderi de material.

## 2.2. ROCA ÎN PEDOGENEZĂ

Roca exercită funcţia de suport al învelişului pedologic. Solurile minerale şi organo-minerale se formează prin procese de fragmentare şi alterare a rocii, aceasta având rol de generator de material parental pentru sol. Pentru majoritatea solurilor minerale, 80-90% din masă provine din transformarea rocii iniţiale.

Roca influenţează formarea solurilor prin varietatea materialelor parentale, prin natura lor chimico-mineralogică şi prin textură. Trecerea de la rocă la orizonturile de sol se realizează prin intermediul *materialului parental al solului*, care reprezintă stratul mineral consolidat sau nu, eventual organic, slab afectat de procese de transformare, pe baza căruia se formează solul.

În cazul în care materialul parental provine din transformarea rocii subiacente, atunci proprietăţile solului sunt direct influenţate de tipul genetic de rocă.

Clasificările genetice diferenţiază trei categorii de roci: vulcanice, metamorfice (cristaline) şi sedimentare.

La originea tuturor *rocilor vulcanice* stau sisteme preponderent silicatice cu o compoziţie chimică relativ simplă, reunind un număr redus de elemente chimice (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P). În funcţie de ponderea $SiO_2$, rocile magmatice se clasifică astfel: ultrabazice (<45% $SiO_2$; ex. peridotitele), bazice (45-52% $SiO_2$; ex. gabbrouri, bazalte, diabaze), roci intermediare (52-65% $SiO_2$; ex. sienite, diorite, andezite), acide (65-72% $SiO_2$; ex. granite, diorite, riolite) şi hiperacide (>75% $SiO_2$; ex. granite, granodiorite) (Gridan, 1983). Proprietăţile solurilor formate pe roci vulcanice (magmatice), efuzive şi intrusive, sunt influenţate de compoziţia chimico-mineralogică şi de tipul de structură cristalografică. Astfel, rocile bazice şi ultrabazice vor condiţiona formarea unor soluri bogate în cationi bazici (eutricambosoluri molice), în timp ce formaţiunile litologice acide determină apariţia solurilor sărace în constituenţi bazici (districambosoluri, criptopodzoluri etc.). Pe de altă parte, literatura de specialitate confirmă formarea andosolurilor pe roci şi materiale parentale vulcanice, cu o structură vitroasă.

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

*Rocile metamorfice* (cristaline), formate prin intense transformări geochimice la temperaturi şi presiuni ridicate, păstrează în mare măsură caracteristicile chimice ale rocilor iniţiale. După chimism, sunt: bazice (marmura şi calcarele cristaline, dar şi serpentinite şi amfibolite), intermediare (unele micaşisturi, şisturi clorito-sericitoase) şi acide (cuarţite, gnaise şi paragnaise etc.). Solurile formate pe roci metamorfice sunt puternic influenţate de materialul parental (cambisoluri, spodisoluri, umbrisoluri) şi de o serie de proprietăţi fizice. Duritatea rocii se reflectă şi în morfologia profilului de sol, acesta fiind mai scurt şi cu mari cantităţi de schelet.

*Rocile sedimentare* rezultă prin transformarea celorlalte două categorii, sub influenţa factorilor exogeni. Importanţa rocilor sedimentare în pedogeneză derivă din faptul că acestea acoperă o mare parte din suprafaţa uscatului (aproximativ 75%), fiind caracterizate printr-o mare diversitate a proprietăţilor fizice şi chimice.

Rocile sedimentare determină formarea anumitor tipuri de sol. Astfel, *calcarele*, roci bogate în $CaCO_3$, determină formarea ***rendzinelor***, *rocile aluminoase,* bogate în oxid liber de aluminiu (denumite şi roci allitice), contribuie la formarea ***alisolurilor*** (*cf.* W.R.B.-S.R., 2006), *nisipurile necimentate* asigură formarea ***arenosolurilor*** (*cf.* W.R.B.-S.R., 2006), caracterizate prin permeabilitate ridicată, argilele determină formarea pelosolurilor (*cf.* S.R.T.S., 2003).

Transformarea rocilor prin pedogeneză depinde de factori intrinseci şi extrinseci. Prima categorie se referă la compoziţia mineralogică a rocilor (care vizează rata de transformare a mineralelor primare), compoziţia chimică şi structura cristalografică a acestora, modul de aglutinare a particulelor elementare ş.a. În cea de a doua categorie intră complexul factorilor pedogenetici care poate accelera sau diminua ritmul de transformare pedogenetică a rocilor iniţiale.

Compoziţia chimică şi mineralogică a rocilor deţine rolul esenţial în raport cu specificul pedogenezei.

Rocile bazice au un conţinut relativ scăzut în cuarţ şi mai ridicat în calciu. Astfel, mineralele constituente ale bazaltelor se alterează mai rapid decât cele ale granitelor, fapt ce determină texturi fine şi un conţinut mult mai redus în schelet (material rezidual, rezistent la alterare). Prin alterarea bazaltelor sunt eliberaţi cationi care contribuie la formarea solurilor fertile, în timp ce prin alterarea granitelor rezultă soluri mai puţin fertile.

Rocile sedimentare cu un conținut ridicat în $Ca^{2+}$ și $Mg^{2+}$ (calcarele, dolomitele, conglomeratele calcaroase) eliberează acești cationi prin alterare, contribuind la formarea solurilor saturate în baze, deci cu productivitate ridicată.

Rocile sărace în elemente bazice contribuie la formarea unor soluri care evoluează într-un ritm alert, se debazifică, ceea ce condiționează o fertilitate mai slabă.

În esență, proprietățile fizice și chimice ale solurilor contribuie la formarea sau accelerarea proceselor de solificare, imprimând astfel anumite însușiri solului. În general, pe roci compacte, întâlnite de regulă în regiuni montane, solurile sunt slab dezvoltate (au grosime redusă), dețin cantități apreciabile de material scheletic și sunt relativ sărace în elemente nutritive. La polul opus se situează solurile din unitățile de câmpie, formate preponderent pe roci sedimentare neconsolidate, caracterizate prin grosime apreciabilă (150-200 cm), lipsa scheletului și o relativ bună aprovizionare în substanțe nutritive.

Importanța rocii în studiul solului se reflectă inclusiv în taxonomia solurilor, toate sistemele actuale având unități taxonomice condiționate de acest factor pedogenetic. Astfel, în S.R.T.S. (2003) există clase (***pelisoluri***), tipuri (*psamosol, pelosol, vertosol, litosol, rendzină*) și subtipuri (psamic, pelic, vertic, litic, renzinic, calcaric etc.) condiționate strict de rocă și de natura materialului parental.

Rolul rocii și al depozitelor de solificare scade din regiunile montane spre cele de câmpie, fără a fi dominant. Dacă în unitățile montane acest factor este potențat de relief (prin altitudine, energie de relief, declivitate), pe ansamblu, influența rocii este, în general, subordonată celorlalți factori, îndeosebi celor bioclimatici. Argumentul esențial îl constituie faptul că pe aceeași rocă se pot forma mai multe tipuri de sol, dacă condițiile bioclimatice diferă. De exemplu, pe depozite löessoide se pot forma cernoziomuri, faeoziomuri, preluvosoluri și luvosoluri, în timp ce tipul cernoziom, legat indisolubil de condițiile bioclimatice ale stepei, se poate forma atât pe depozite löessoide și löessuri, cât și pe luturi, depozite luto-argilose și argiloase, inclusiv pe nisipuri.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 2.3. ROLUL RELIEFULUI ÎN FORMAREA SOLURILOR

Relieful, în contextul interacțiunii factorilor pedogenetici, contribuie la diversificarea învelișului pedologic la nivelul continental, regional și local, condiționând în regiunile montane *etajarea solurilor*.

Toate aceste direcții de evoluție ale pedogenezei sunt condiționate de relief direct și indirect. Influența directă se leagă prioritar de dimensiunea și tipologia reliefului, diferențierile fiind semnificative în funcție de nivelul de ierarhizare (macro-, mezo- și microrelief).

*Macrorelieful* (câmpii, dealuri și podișuri, munți) oferă condiții relativ omogene de solificare, impunând un anumit caracter bioclimatic, cu reflectare în caracterul zonal al solurilor (de câmpie, de podiș, de munte).

*Mezorelieful* include formele cu dimensiuni medii (culmi montane sau deluroase interfluvii, dealuri și coline, versanți, terase etc.). Aceste categorii impun păstrarea rolului pedogenetic al reliefului (cu un anumit specific bioclimatic), dar și intervenția unor factori locali (roca, apa freatică, natura și intensitatea proceselor geomorfologice etc.).

*Microrelieful* grupează formele de mici dimensiuni (glacisuri, corpuri de alunecare, crovuri, șesuri aluviale etc.), în care implicațiile pedogenetice ale reliefului sunt majoritar indirecte, formându-se soluri cu caracter zonal sau intrazonal (litomorfe, hidromorfe, halomorfe etc.).

În toate aceste cazuri, rolul reliefului derivă și din funcția de suport pe care o oferă învelișul pedologic.

Un alt element de referință în pedogeneză este morfometria reliefului. Astfel, altitudinea condiționează *etajarea solurilor* în toate unitățile care dispun de valori ridicate ale energiei de relief (îndeosebi în ariile montane, urmate de dealuri și podișuri înalte) (fig. 2.1). Declivitatea joacă un rol important în pedogeneză. Formele de relief cu declivități ridicate determină manifestarea proceselor denudaționale, conducând la formarea unor soluri incipiente, cu grosimi reduse și orizonturi diagnostice slab conturate. Suprafețele plane și cele slab înclinate presupun un aport suplimentar de apă care se poate infiltra în condiții normale (mari câmpuri interfluviale) sau mult mai lent (crovuri și padine, mari depresiuni), în funcție de permeabilitate, ceea ce contribuie la formarea unor soluri specifice (zonale, în primul caz, respectiv hidromorfe, halomorfe, organice, în cel de al doilea caz).

BCU "ION IONESCU DE LA BRAD" IAȘI LIBRARY

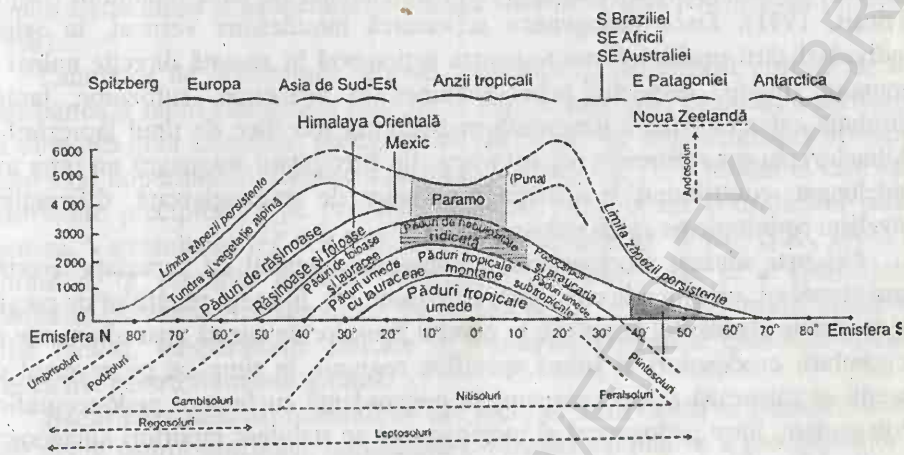



**Figura 2.1.** Relația distribuției biomurilor în altitudine și latitudine după Ramade F. (1994), completată cu principalele tipuri de soluri (W.R.B.-S.R, 2006)

Acțiunea indirectă a reliefului se manifestă prin modificarea unor parametrii hidro-dinamici în funcție de particularitățile morfometrice și morfografice. În altitudine se modifică constant caracteristicile principalelor elemente climatice (temperatura aerului, cantitatea și tipul precipitațiilor, viteza vântului, umezeala relativă etc.), în timp ce declivitatea și expoziția determină modificări semnificative în ceea ce privește regimul termic al solului, durata de îngheț și formele precipitațiilor, specificul scurgerii și al infiltrației etc.

Rolul reliefului în pedogeneză a fost evidențiat cel mai bine de *Milne* (1935, citat de White R.E., 1997), prin studiile efectuate în Africa Centrală, care a introdus termenul de *catenă*, sinonim cu *toposecvență* (introdus de *H. Jenny*). Studiile lui Milne pot fi rezumate astfel:

– dacă materialul parental este același iar profilul de sol cunoaște diferențe de dezvoltare, atunci acest fapt constituie rezultatul drenajului și al aerației, ambele diferite de la un caz la altul;

– solurile formate pe culmi interfluviale sunt mai vechi, cele situate la partea superioară a versantului sunt frecvent supuse eroziunii, iar cele poziționate la partea inferioară a versantului (glacisuri) sunt mai tinere, datorită aportului constant de material de pe versant.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

De multe ori s-a pus problema identificării raportului pedogeneză-morfogeneză, cei doi termeni putând fi comparați numai pe baza bilanțului (Dejou, Tricart, 1991). Dacă pedogeneza acționează întotdeauna vertical, în sensul individualizării profilului, morfogeneza acționează în această direcție numai în anumite situații, respectiv prin eroziunea în adâncime, sufoziune, tasare, disoluția calcarelor (care generează microforme specifice de tipul lapiezurilor, dolinelor). În microformele negative apa din precipitații stagnează un timp mai îndelungat, contribuind la apariția proceselor de stagnogleizare, diferențiind învelișul pedologic pe spații reduse.

Cel mai adesea, morfogeneza acționează tangențial cu suprafața terestră, prin alunecări, eroziune în suprafață, coroziune etc. În cazul reliefului de cuestă, în condițiile climatului temperat, la nivelul frunților de cuestă apar alternanțe de regosoluri, erodosoluri și soluri specifice regiunii, în timp ce pe reversul de cuestă se formează soluri care sunt în concordanță cu factorii pedogeografici. Prin urmare, între pedogeneză și morfogeneză se stabilesc raporturi antagonice, învelișul de sol având rol de protecție a scoarței terestre.

## 2.4. CLIMA CA FACTOR PEDOGENETIC

Influența climei asupra învelișului de sol poate fi privită la scara întregului uscat, în sensul existenței mai multor zone climatice cărora le corespund anumite tipuri de sol. Acest aspect a fost evidențiat pentru prima dată de Dokuceaev, care a demonstrat relația directă dintre zonele climatice, asociațiile vegetale și tipurile de sol, enunțând conceptul *zonalității solurilor* (paralelismul fito-pedo-climatic).

Exceptând zona tropicală umedă, modificările climatice cuaternare au afectat major solurile situate la latitudini medii și mari prin eroziunea exercitată de ghețari, de apă sau de vânt. Transgresiunile și regresiunile marine au afectat, în principal, zonele situate la altitudini medii și mici, dar și la altitudini joase, unde morfologia profilului de sol s-a modificat în permanență prin fosilizări sau prin îndepărtarea acestuia.

Influența directă a climei trebuie privită în primul rând sub aspectul variației elementelor climatice, respectiv a temperaturilor, precipitațiilor și a vântului care diferențiază un sol de altul și, în cadrul aceluiași profil, orizonturile între ele.

*Temperatura* acționează direct asupra solului, cantitatea de căldură primită fiind supusă ciclurilor diurne și, în funcție de latitudine, ciclurilor sezoniere. Solul este un sistem deschis care este capabil să acumuleze, să cedeze și să transforme energia calorică. Cantitatea de căldură primită de sol influențează în mod direct intensitatea proceselor pedogenetice. De exemplu, în Peru, în condițiile climatului montan-deșertic, fragmentarea rocilor este deosebit de

activă ca urmare a amplitudinilor termice diurne şi a înghețului la sol din timpul nopții. Uscăciunea şi temperaturile scăzute încetinesc însă pedogeneza (Wilcox, 1988).

Cantitatea de *precipitații* care se infiltrează şi percolează profilul de sol îndepărtează rapid elementele solubile şi lent pe cele greu solubile, contribuind la formarea unor orizonturi pedogenetice (**Bt, Cca**), iar când stagnează deasupra unui strat impermeabil, formează orizontul stagnogleic (**W**). Modul în care sunt distribuite precipitațiile pe parcursul unui an influențează considerabil pedogeneza. Vertosolurile (*cf.* S.R.T.S., 2003; vertisolurile *cf.* W.R.B-S.R., 2006) se formează în prezența argilelor smectitice gonflante, dar şi a puternicelor contraste pluviometrice sezoniere. Pe de altă parte, în regiunile aride, precipitațiile reduse, temperaturile ridicate şi vânturile puternice constituie factori restrictivi pentru formarea solului.

Intensitatea alterării mineralelor din rocă, pe baza căreia se formează solul, dar şi din cadrul profilului, consecință a variației cantitative a precipitațiilor şi temperaturilor pe zone climatice, determină formarea unor tipuri de sol cu profunzime diferită, fiecăruia corespunzându-i anumite orizonturi diagnostice (fig. 2.2).

În zona tropicală-umedă, deşi aportul de materie organică la suprafața solului este foarte mare, rata de transformare a acesteia este deosebit de ridicată. În stepă, pe fondul acumulării unei importante cantități de materie organică şi al precipitațiilor relativ reduse, la suprafața solului se formează un orizont bioacumulativ (**Am**), bogat în materie organică. În partea mai aridă a stepei apare un orizont de acumulare a carbonaților ca urmare a levigării reduse a acestora din orizonturile superioare. În regiunile aride, temperatura ridicată a solului şi cantitatea mică de precipitații determină o activitate microbiană redusă în sol; prin urmare, nu sunt întrunite condițiile bioacumulării.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

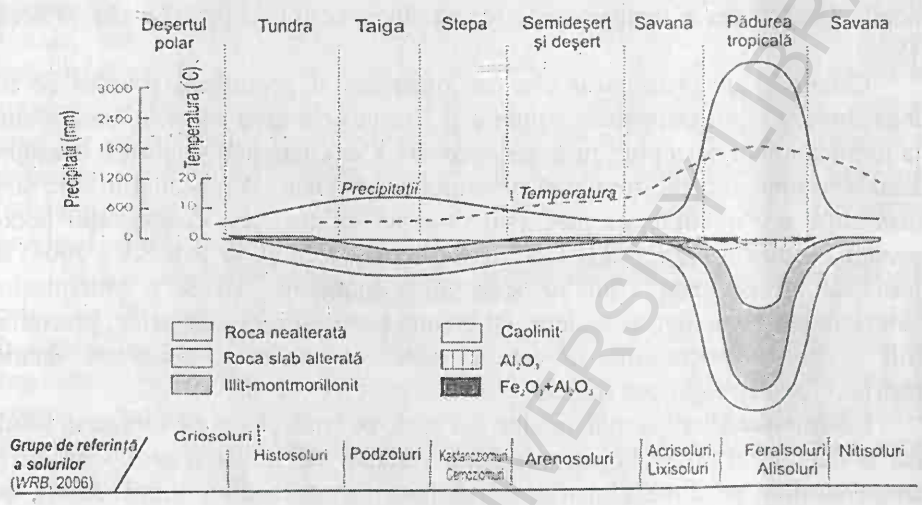



**Figura 2.2.** Variaţia profilului în latitudine, după gradul de alterare şi profunzime (Gerrard, 2000), completată cu denumirea solurilor conform W.R.B.-S.R. (2006)

În tundră, temperaturile scăzute menţin solul îngheţat în adâncime (permafrost), dezgheţul având loc numai vara, iar precipitaţiile se menţin sub 400 mm. În aceste condiţii restrictive pentru vegetaţia arbustivă (*bruse arctice*) sau subarbustivă (*lande arctice*), descompunerea materiei organice se realizează lent, la suprafaţa solului formându-se un orizont organic (**O**), în timp ce orizontul A este afectat de gleizare.

În regiunile cu vânt puternic solul este supus proceselor de eroziune eoliană (deflaţia), iar în cele aride, cu o vegetaţie precară, contribuie la formarea unor tipuri de relief (erguri şi hamade). Acţiunea vântului poate fi indirectă, generând tipuri de depozite eoliene (îndeosebi löessoide) cu soluri mult mai tinere decât cele formate pe depozite marine sau lacustre.

Climatele din timpurile geologice au avut un rol important în stabilirea caracteristicilor paleosolurilor. Astfel, în Europa Centrală paleosolurile formate pe löess sunt mult mai bine dezvoltate, iar materialele au suferit o rubefiere mai intensă în Pleistocenul timpuriu şi mediu decât în Holocen, probabil datorită climatului subtropical (Brongher *et al.*, 1998).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Modificările ireversibile în pedogeneză pot fi observate prin intermediul unor orizonturi diagnostice formate în alte condiții climatice decât cele actuale, dar și prin conservarea în cadrul acestora a unor resturi vegetale.

Procesele au caracter ireversibil și conduc la formarea unor orizonturi specifice, cum este cazul orizontului petrocalcic, albic, histic, la formarea plintitului etc., care au persistență mare în timp și constituie buni indicatori ai paleomediului (Yaloon, 1971).

Fragmentarea rocilor prin acțiunea sărurilor este ireversibilă. În cea mai mare parte a Cuaternarului, condițiile climatice din deșertul Neghev au variat de la aride la extrem aride. În acest context, față de sărurile solubile (halit, gips) care pot fi îndepărtate din profil în cazul modificărilor climatice, prezența sau absența orizonturilor cu fragmente de rocă în paleosoluri sau în solurile poligenetice constituie un paleo-indicator pentru zonele climatice aride (Amit *et al.*, 1993).

În orizonturile de ortstein ale podzolurilor din Depresiunea Congoleză au fost identificate rădăcini de plante (genul *Monopetalanthus*) care, în prezent, se regăsesc în pădurea ecuatorială din Guineea și în Munții de Cristal din Gabon (Schwartz, 1988)

## 2.5. IMPORTANȚA COMPONENTULUI HIDRIC ÎN FORMAREA SOLURILOR

Fără a exagera, putem afirma că apa este motorul proceselor din natură (fizice, chimice, biochimice etc.) și elementul esențial care favorizează diferențierea unui tip de sol de altul.

*Apa freatică* reprezintă un factor important în pedogeneză dacă este situată în apropierea suprafeței topografice. În acest caz intervin și alți factori pedogenetici: relieful, prin formele negative, și roca, prin permeabilitatea redusă (argile, marne), care apare ca material parental sau chiar sub forma unor orizonturi de sol, denumite orizonturi acviclude (Ianoș, 1999). Prezența apei freatice la adâncimi reduse (în primii 200 cm) contribuie la formarea unui orizont specific, denumit *orizont gleic* (G). Existența la adâncime redusă a apei freatice, bogată în săruri solubile, și climatul cu nuanță aridă (cu o evaporație intensă) contribuie la salinizarea orizonturilor superioare ale solului, cu formarea orizontului *salic* și *hiposalic*.

În zonele deficitare în resurse hidrice, cum este cazul țărilor mediteraneene, fenomenul de salinizare secundară s-a accentuat ca urmare a aplicării irigațiilor,

iar în Delta Nilului apare şi sodizarea (alcalizarea). Cele mai grave probleme s-au înregistrat în unele ţări asiatice (Bangladesh şi India-Bengal), în care se practică cultura intensivă a orezului cu aplicarea irigaţiilor, sursa de săruri solubile şi de sodiu fiind apele freatice de adâncime. Arseniul, prezent în sedimentele cuaternare sub formă de arsenopirită, a fost solubilizat, afectând calitatea surselor potabile şi sănătatea oamenilor (Cheverry, Robert, 1998).

Dacă apa freatică se menţine permanent în profil, iar materialul acumulat este de natură organică, se formează solurile turboase (***histosoluri***, *cf.* W.R.B.-S.R., 2006, ***histisoluri*** *cf.* S.R.T.S., 2003).

Apa constituie şi un agent de transport care induce diferenţe la nivelul învelişului pedologic între partea superioară şi inferioară a versanţilor; sedimentarea diferenţiată determină caracteristici granulometrice variate în cazul solurilor din lungul luncii; modelarea reliefului în timp, sub acţiunea râului, contribuie la etajarea solurilor la nivelul teraselor; colmatarea golfurilor de către reţeaua hidrografică participă la aportul de materiale parentale alohtone, uneori cu proprietăţi mineralogice şi chimice diferite.

În lungul *reţelei hidrografice*, în albiile majore se formează ***fluvisolurile*** (*cf.* W.R.B.-S.R., 2006), care se caracterizează prin variaţia texturii, de la grosieră în zona montană, spre fină în unitatea de câmpie. Fluvisolurile se remarcă prin stratificaţii frecvente ale materialelor parentale. În funcţie de natura materialelor stratificate în cadrul profilului pot să apară procese de gleizare şi salinizare.

În *bazine lacustre* cu adâncimi mici se acumulează sedimente în amestec cu materiale organice, ceea ce conduce la formarea ***limnisolurilor*** (tip nou introdus în *S.R.T.S.*, 2003, nu se regăseşte în W.R.B.-S.R., 2006).

## 2.6. COMPONENTUL BIOTIC ŞI PEDOGENEZA

Concomitent cu alterarea rocilor, pe depozitele geologice şi materiale parentale se instalează plantele pioniere pentru ca ulterior să se dezvolte o succesiune de specii care culminează cu „*stadiul de climax*", adică vegetaţia este în acord cu elementele climatice şi cu solul.

Într-o primă etapă, la suprafaţa rocilor se instalează lichenii, care creează un micromediu eterogen, constituit din minerale primare, secundare şi acizi organici, populat ulterior de alge, fungi, bacterii ş.a. (Chen *et al.*, 2000). Materia organică provenită de la licheni, mineralele rezultate prin alterare şi particulele transportate eolian formează un sol incipient, primitiv. Acesta devine treptat un mediu favorabil instalării plantelor vasculare.

După instalarea primelor plante superioare începe practic bioacumularea, adică acumularea şi transformarea materiei organice până la stadiul de humus (fig. 2.3). În cadrul procesului de transformare a materiei organice moarte un rol important revine diverselor specii de microorganisme.

În general, ritmul transformării se reduce din zona tropicală spre tundră şi de la altitudini mici către cele mari. Litierele acide (de răşinoase) constituie medii defavorabile pentru microorganismele descompunătoare, ceea ce duce la acumularea humusului slab calitativ.

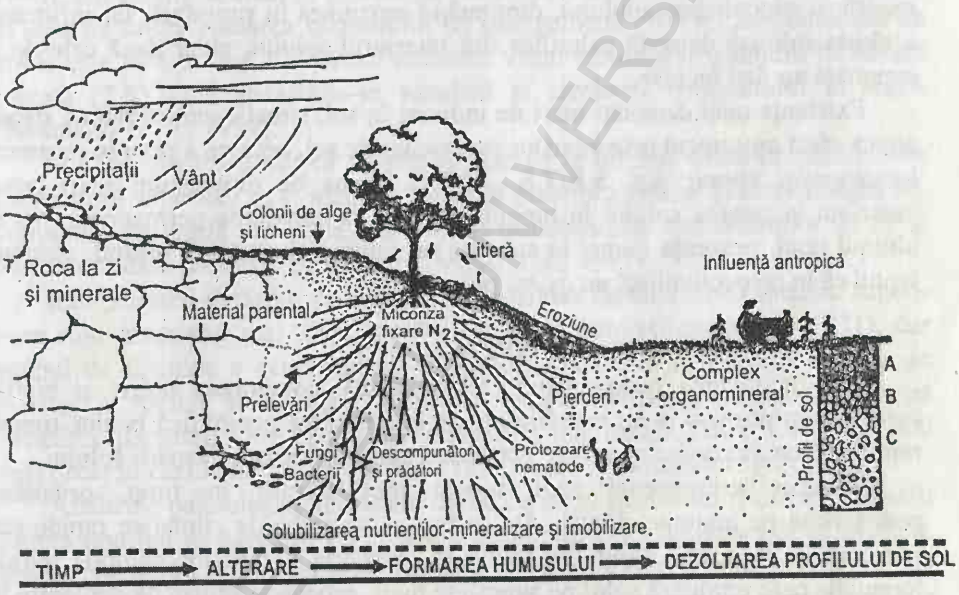



**Figura 2.3.** Formarea şi evoluţia solului în timp (Paul, Clark, 1989)

Vegetaţia şi microorganismele au un rol important în formarea părţii superioare a solului, mai exact a orizontului bioacumulativ (A). Acesta este diferenţiat în funcţie de tipul vegetaţiei. Sub vegetaţia forestieră se formează un orizont bioacumulativ mai subţire şi mai sărac în humus, comparativ cu acelaşi tip de orizont format în condiţii de vegetaţie stepică. Rădăcinile exercită presiuni mari asupra solului, cele ierboase contribuind la formarea agregatelor structurale de dimensiuni mici, iar cele lemnoase favorizează individualizarea agregatelor, în general, dezvoltate pe verticală, de dimensiuni mai mari. Indirect, vegetaţia naturală, îndeosebi cea forestieră, are rol protector asupra solului, impactul

picăturilor de ploaie fiind diminuat de coronament, în timp ce rădăcinile au rol de fixare. Vegetația forestieră moderează temperatura la suprafața solului, asigurând un mediu de viață favorabil pentru alte categorii de organisme.

Macrofauna şi microfauna acționează în mod diferit în sol în funcție de specializarea fiecărui grup de organisme şi de dimensiunile acestora.

Fauna care creează galerii contribuie la îmbunătățirea regimului aero-hidric al solului. În acest sens se menționează rolul termitelor în aerarea solului, prin numărul ridicat de galerii (88 de galerii deschise/1 $m^2$) şi îmbunătățirea ratei de infiltrare a apei în solurile degradate prin crustificare, în condițiile climatului tropical semiarid (Burkina Faso) (Mando *et al.*, 1996). Acțiunea termitelor a modificat rugozitatea solului, diminuând eroziunea în suprafață, iar infiltrarea a rămas ridicată datorită galeriilor din interiorul solului, chiar dacă cele de la suprafață au fost închise.

Existența unei densități mari de indivizi în sol, situație caracteristică stepei, are ca efect amestecul orizonturilor superioare de sol, ceea ce a permis separarea *caracterului vermic* (*cf.* S.R.T.S., 2003). Fauna de dimensiuni mari poate contribui la tasarea solului în lungul traseelor de circulație permanentă. Nu în ultimul rând, prezența faunei în sol este un indiciu al sănătății solului, atestând faptul că în respectivul sol nu există poluanți.

## 2.7. TIMPUL ÎN PEDOGENEZĂ

Față de factorii pedogenetici (relief, climă, component hidric şi biotic) caracterizați printr-o mare variabilitate de la o regiune geografică la alta, timpul reprezintă un *factor independent,* acționând constant asupra formării solului.

Factorii pedogenetici sunt supuşi modificărilor în timp, orientând pedogeneza pe anumite direcții. De exemplu, schimbările climatice rapide sau evenimente de scurtă durată încadrate în categoria hazardelor naturale (ploile torențiale care erodează solul pe suprafețe mari, procesele bruşte de deplasare în masă, erupțiile vulcanice ş.a.) modifică radical caracteristicile solului într-un timp mai scurt sau mai lung.

Studiile făcute în partea de est a SUA (pe ultisolurile formate pe depozitele nisipoase din Costal Plain) au evidențiat faptul că dacă rata de eroziune a terenului se reduce, creşte vârsta reliefului iar grosimea solului este mai mare (epipedonul este mai gros de 3 m) (Markewich, Pavich, 1991).

Vârsta solului poate fi apreciată pe baza morfologiei profilului, dar fără a exclude raportarea la ceilalți factori pedogenetici. În mod obişnuit, specialiştii apreciază că odată cu trecerea timpului se individualizează mai multe orizonturi

în cadrul profilului, iar grosimea solului este mai mare, în condițiile uniformității materialului parental (White, 1997).

Determinarea cu o anumită toleranță a vârstei solului se realizează prin metode cantitative, cele mai cunoscute fiind evaluarea ratei de meteorizație în corelație cu dezvoltarea profilului, datarea cu $^{14}C$, analiza fragmentelor materiale care au aparținut diverselor civilizații, identificarea rădăcinilor unor specii vegetale în orizonturile cimentate (ortstein), analize palinologice etc.

În cazul văilor bine dezvoltate, cele mai tinere soluri se găsesc la nivelul albiei majore iar cele mai vechi se întâlnesc pe terasele superioare (Caillier *et al.*, 1986). Un studiu efectuat în California (în Great Valleay) a demonstrat faptul că în solurile tinere culoarea orizontului Bt este galbenă (10YR) iar conținutul de argilă este încă scăzut. La nivelul teraselor vechi culoarea orizontului Bt devine roșcată (7,5YR), constatându-se totodată și creșterea conținutului în argilă (Birkeland W. P., 1999).

Studiile efectuate asupra vârstei solului de la nivelul teraselor râului Sava (în sectorul superior) au evidențiat faptul că grosimea solului și a orizontului Bt, conținutul de argilă din același orizont și dimensiunile concrețiunilor de Fe și Mn cresc odată cu vârsta depozitelor (Vidic *et al.*, 1991).

Interpretatea datărilor cu carbon a evidențiat faptul că orizonturile superioare sunt invariabil mai tinere decât cele subiacente (Gherasimov, 1971), dar timpul de formare a orizonturilor de subsuprafață este determinat de rata de alterare a rocilor și de tipul acestora. Astfel, formarea orizontului Bv pe materiale parentale care conțin carbonați este mai rapidă (între 3.000 și 5.000 ani) decât în cazul alterării granitelor (10.000 ani) (Duchaufour, 1982).

Analizele palinologice din acumulările de turbă (histosoluri) oferă informații asupra tipurilor de asociații vegetale din ultima parte a Cuaternarului și, implicit, asupra condițiilor de pedogeneză. Aceste analize nu sunt relevante pentru solurile ale căror orizonturi (stratificații de materiale) au suferit amestecuri, ca urmare a activității biologice intense sau din alte cauze.

Chiar dacă timpul acționează constant în pedogeneză, în anumite condiții clima și procesele geomorfologice constituie factori restrictivi pentru dezvoltarea profilului de sol.

În climatele reci, pedogeneza se desfășoară într-un ritm foarte lent. O serie de studii efectuate în Antarctica (Transantarctic Mountains) au demonstrat faptul că solurile nu au ajuns la „*stadiul de echilibru dinamic*" nici după 250.000 ani de pedogeneză (Bockheim, 1990).

Pe suprafețele plane sau foarte slab înclinate rata eroziunii este compensată de rata formării solului pe baza rocii, situație numită de White (1997) *stare de echilibru* („*steady state*"), dar această stare este greu de atins datorită influenței altor factori geografici. În cazul suprafețelor puternic înclinate, procesele geomorfologice acționează cu o intensitate deosebită, în detrimentul celor pedogenetice, stadiul de echilibru fiind și mai greu de atins, motiv pentru care solurile sunt mai tinere, mult mai slab diferențiate ca orizonturi și, frecvent, decapate prin eroziune.

Trecerea solului din starea de echilibru stabil în altă stare se face prin intermediul unor *praguri*. Pragurile în pedogeneză duc la apariția unor soluri cunoscute sub numele generic de *paleosoluri*, care includ solurile îngropate, exhumate și relicte, definite de Nettleton *et al.* (1998) astfel: *solurile îngropate,* formate pe un relief preexistent dar acoperite de sedimente noi; *solurile exhumate*, formate pe un relief preexistent, acoperite de sedimente, prin eroziune fiind readuse la suprafață (au adesea orizontul A erodat); *paleosolurile relicte*, formate pe un relief preexistent (foarte vechi) și care nu au fost acoperite de noi sedimente, evoluția lor continuând de la formarea reliefului și până în prezent.

În Noua Zeelandă, dar și în alte regiuni vulcanice unde s-au depus strate succesive de cenușă, paleosolurile îngropate pot fi recunoscute prin prezența orizonturilor de culoare mai închisă, conținând materie organică (Yaloon, 1971).

Paleosolurile oferă informații asupra caracteristicilor mediului din trecut (climat, vegetație, relief). Astfel, dacă solurile îngropate și-au păstrat caracteristicile, paleosolurile relicte și cele exhumate își ajustează funcționalitatea la caracteristicile actuale ale mediului. Proprietăți precum conținuturile în C organic, sărurile solubile, carbonații și pH-ul au tendința de a se ajusta rapid la mediul actual (în câteva mii de ani).

Evoluția paleosolurilor îngropate depinde de adâncimea la care se găsesc. Solurile îngropate la adâncime mică își vor continua evoluția sub influența directă a factorilor pedogenetici actuali; prin urmare, în cadrul acestora vor putea fi identificate atât caracteristici relicte, cât și actuale (Ruellan, 1971).

În cazul solurilor vulcanice, pe măsură ce crește vârsta solului, o serie de proprietăți fizice și chimice se modifică. Pentru andisolurile de pe coasta atlantică a statului Costa Rica, odată cu vârsta crește profunzimea solului, se diminuează ponderea nisipului în favoarea conținutului de argilă, valorile densității se reduc, chimic se diminuează aciditatea, crește capacitatea de schimb cationic și scade schimbul pentru baze (Nieuwenhuyse *et al.*, 1993).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru andisolurile situate la altitudini ridicate, ca urmare a ratei de alterare scăzute, formarea argilei este redusă. În cazul solurilor formate pe materiale vulcanice, concomitent cu vârsta se măreşte şi conţinutul de materie organică din orizontul A.

## 2.8. FACTORUL UMAN ŞI EVOLUŢIA SOLURILOR

Impactul omului asupra solului a început odată cu trecerea de la stadiul de vânător la cel de agricultor. Această transformare în viaţa omului a condus la modificări profunde în structura vegetaţiei, mai ales asupra celei forestiere, care a fost înlocuită cu vegetaţie cultivată sau de pajişte secundară. În acest context, s-au înregistrat schimbări ale microclimatului solului, bioacumularea se realizează în alţi parametri, iar partea superioară a solului suportă influenţa utilajelor agricole.

Influenţa antropică asupra solului se poate realiza atât direct, cât şi indirect. Ambele tipuri de intervenţie pot avea efecte negative, cu implicaţii nefaste în planul reducerii troficităţii şi fertilităţii naturale (despăduriri abuzive, desţeleniri, irigaţii intense şi îndelungate, desecări etc.), după cum pot contribui şi la efecte pozitive, benefice pentru creşterea productivităţii solului (îndeosebi lucrările şi măsurile ameliorative care vizează atenuarea eroziunii, adaosul de îngrăşăminte organice şi minerale, evitarea inundaţiilor, ameliorarea regimului aero-hidric etc.).

În multe zone de pe glob, în urma acestor schimbări ale mediului s-a accelerat eroziunea solului. Cel mai puternic au fost afectate solurile din zona ecuatorială, unde, după incendierea pădurii, solul dispunea de o productivitate ridicată, dar după doi-trei ani de cultivare s-a redus considerabil fertilitatea acestuia, astfel încât parcelele erau abandonate în favoarea regenerării naturale a pădurii.

Utilizarea solului de către cele mai vechi civilizaţii, în regiuni cu ecosisteme fragile, a contribuit la diminuarea potenţialului productiv sau la degradarea solului prin salinizare (în Mesopotamia, Egipt), eroziune etc. Utilizarea irigaţiilor în Valea inferioară a Eufratului şi apariţia fenomenului de salinizare secundară sunt menţionate documentar cu 2.500 ani î.H.; fenomenul de salinizare avea să contribuie la scăderea treptată a producţiei de grâu până la dispariţia acestei culturi în 1.700 î. H. (Salim, Tessier, 1998).

În spaţiul mediteranean s-a încurajat schimbarea modului de utilizare a terenurilor prin plantaţii, în vederea protejării ecosistemelor degradate şi a diminuării eroziunii solului. Efectele au constat în mozaicarea structurii vegetaţiei prin prezenţa pajiştilor, a tufărişurilor (*schrub*) şi a vegetaţiei

forestiere, dominată de *pinul de Alep*[13]. Evaluarea eroziunii în cazul cambisolurilor calcaroase (pe termen lung – 30 ani), sub vegetație naturală și plantată, nu a relevat diferențe majore. Conservarea ecosistemelor naturale din climatul semiarid se poate face prin reconstituirea vegetației inițiale (schrub), care ar menține biodiversitatea și ar proteja solul la fel de eficient (Chirino *et al.*, 2006).

Extinderea spațiului locuit se face, cel mai adesea, în detrimentul celor mai bune soluri, fenomen însoțit de poluarea solului și a celorlalte componente ale mediului (apa freatică, aerul etc.), cu repercusiuni asupra calității vieții.

Unele ramuri industriale au un impact deosebit asupra solului, prin scoaterea din uz a terenurilor ca urmare a depozitării deșeurilor sau prin poluarea chimică foarte puternică. Dintre ramurile care afectează cel mai intens solul amintim: industria extractivă, prin haldele care acoperă suprafețe mari de teren și poluează solul cu diverse produse (Canada, Australia, Africa de Sud, România-Baia Mare), industria energetică, care scoate din circuitul agricol mari suprafețe, prin construirea barajelor, depozitarea reziduurilor de la termocentrale și, mai grav, prin poluarea radioactivă a solului. Izotopul artificial $^{137}Cs$ începe să fie utilizat de la sfârșitul anilor '50, în aplicații militare, dar cea mai importantă poluare cu $^{137}Cs$ a avut loc pentru Europa Centrală în 1986, prin accidentul de la centrala nucleară de la Cernobâl (Ucraina). Inițial, acest izotop s-a depus la suprafața solului, dar prin procese geomorfologice de eroziune a fost remaniat în zone mai joase (la baza versanților, în sectoare de luncă etc.), mărind substanțial concentrația acestuia (Kastenholz *et al.*, 2001).

În Europa de Vest, încă din Evul Mediu omul a îmbunătățit calitatea solului prin aport de material organic. Aceste practici s-au desfășurat timp de câteva sute de ani, astfel încât partea superioară a solului prezintă astăzi un orizont A humifer, gros și cu un conținut ridicat în fosfor. Aceste soluri sunt cunoscute sub denumirea de ***antrosoluri*** (*WRB-S.R.*, 2006). În nordul Belgiei, pe depozite nisipoase și nisipo-lutoase din cadrul unei câmpii ondulate, solurile au fost ameliorate prin adaos de materiale organice, uneori prin arături profunde și nivelarea terenului, ceea ce a dus la formarea unui orizont Ap care depășește adesea 60 cm grosime (Langohr, 2001).

Producerea și utilizarea îngrășămintelor chimice începe încă din prima parte a secolului al XVIII-lea în țările Europei de Vest. La jumătatea secolului trecut (1950) agricultura Franței înregistra un prim succes, depășind pentru prima dată, după mai multe secole, necesarul intern de grâu. Pe acest fond ascendent al producției, populația acestui stat cunoaște un salt numeric de 20 mil. locuitori până la finele secolului (40 mil. în 1950) (Boulaine, 1995).

[13] Ocupă peste 90% din suprafață forestieră a provinciei Alicante (SE Spaniei).

Utilizarea în exces a îngrăşămintelor chimice a generat şi frecvente fenomene de poluare.

În categoria solurilor artificiale sunt incluse solurile din perimetrul actualelor poldere. Transformarea sedimentelor marine în terenuri fertile implică o activitate susţinută în timp îndelungat. După separarea uscatului de mare, sedimentele, în general puţin permeabile, au suferit transformări fizice şi chimice sub influenţa unor lucrări ameliorative specifice: drenaje, spălarea sărurilor solubile, adăugarea de composturi naturale etc. În acest timp au fost cultivate doar plante tolerante la salinitate şi la exces de umiditate, după care s-a trecut la cultivarea leguminoaselor, care favorizează instalarea unei populaţii microbiene capabile să realizeze descompunerea materiei organice.

În Delta Senegalului prezenţa piritei în subsol determină o aciditate potenţială ridicată, situaţie defavorabilă utilizării solurilor. Neutralizarea s-a realizat prin aportul de cochilii, caz care corespunde unui sit arheologic la nivelul unei terase marine şi, mai apropiat de zilele noastre, prin aplicarea irigaţiilor în zona de cultură a orezului (în zona Pont Gerdame) (Dekers *et al.*, 1996).

În multe zone de pe glob (Mexic, Thailanda, Japonia, Filipine etc.), suprafeţe mari de teren, situate preponderent pe versanţi, au fost amenajate pentru culturi agricole (îndeosebi prin agroterasări), ceea ce a condus la modificarea caracteristicilor solului.

În perioada contemporană s-au extins o serie de sporturi, practicate pe teren cu gazon (fotbal, golf), cu anumite cerinţe faţă de calitatea solului. Cerinţele gazonului se referă la conţinutul ridicat în humus al părţii superioare a profilului, capacitatea bună de reţinere a apei, aeraţia optimă şi drenaj bun, reacţia slab acidă spre neutră. În unele cazuri, se recurge la crearea unui „*sol nou*", prin realizarea unor amestecuri de nisip, argilă şi materie organică.

Modificarea substanţială a caracteristicilor solului se realizează şi în cadrul serelor şi solariilor, prin aport de materie organică la suprafaţa solului iniţial, adaos de amendamente şi fertilizanţi, la care se adaugă şi irigaţiile.

Pe spaţii tot mai mari, specialiştii pedologi se confruntă cu modificarea învelişului de sol sub influenţa omului, motiv pentru care a apărut necesitatea introducerii de noi termeni în sistemele de taxonomie, cum este cazul grupului de referinţă al ***antrosolurilor*** şi ***tehnosolurilor*** (*W.R.B.-S.R.*, 1998, 2006) şi al tipurilor *antrosol* şi *entiantrosol* (*S.R.T.S.*, 2003). În cazul în care modificările antropice sunt subordonate proceselor pedogenetice, solul va fi denumit conform seriei ierarhice, dar taxonomia românească prevede la nivel de variantă de sol

specificarea modificărilor antropice prin folosire în agricultură, cu precizarea tipului şi gradului de poluare ş.a.

În prezent, solul poartă amprenta modificărilor antropice devenind un corp natural-antropizat integrat noosferei. *Noosfera*, conform lui V. Vernadski, constituie o nouă fază de evoluţie a biosferei, legată de apariţia şi dezvoltarea în ea a societăţii umane (Stasiev, 2006).

## 2.9. IMPORTANŢA AGENŢILOR DE TRANSPORT ÎN FORMAREA SOLULUI

Definiţia materialului parental ar putea sugera că acesta rezultă numai prin transformarea în loc a rocii. La nivelul Globului, multe soluri s-au format pe materiale transportate eolian, prin acţiunea gheţarilor, a apelor curgătoare etc. Proprietăţile fizice şi chimice ale solurilor formate în aceste condiţii nu sunt influenţate de roca rezultată din procesele geologice, ci de materialul ce repauzează pe aceasta.

Cea mai mare parte a suprafeţei terestre a suferit mai multe cicluri de transgresiune (asociate cu sedimentarea) şi de regresiune marină cu manifestarea proceselor pedogenetice în ariile de uscat. Un rol important în formarea rocilor sedimentare revine agenţilor de transport, care contribuie la sortarea materialelor, diversificând învelişul pedologic. Râurile, în funcţie de viteză şi debit, transportă sedimente în suspensie şi târâte, dar şi săruri dizolvate, contribuind la formarea solurilor cu proprietăţi granulometrice diferite, din amonte spre vărsare şi de la nivelul albiei minore spre terasele superioare.

Depozitele glaciare au o extindere deosebită în emisfera nordică şi sunt foarte heterogene (gelifracte, pietrişuri, nisipuri), contribuind la formarea solurilor cu granulometrie variată. Poziţia altitudinală a acestora este diferită, din arealul câmpiilor glaciare până în spaţiul montan.

Vântul transportă particule de dimensiuni mici, contribuind la formarea unor strate cu grosime variabilă, cunoscute ca depozite de löess (în Europa Centrală, în nordul Chinei, centrul SUA etc.), pe care s-au format cele mai fertile soluri. În unele cazuri, solul se dezvoltă pe depozite sedimentare stratificate, transportate de agenţi diferiţi. În partea centrală a SUA, löessul se suprapune peste depozite glaciare. În acest caz, orizonturile A şi B se formează pe löessuri, iar dacă acestea sunt foarte subţiri, atunci orizonturile B şi C rezultă prin transformarea pedogenetică a depozitelor glaciare. Solurile formate pe löess au o permeabilitate mai bună comparativ cu cele formate pe depozite glaciare (Foth, 1978).

Existența suprafețelor mari cu nisip și mișcarea maselor se aer influențează textura și determină formarea anumitor tipuri de sol. În sudul câmpiei din bazinul Ciad, două tipuri de sedimente formează materialul parental al solurilor: depozitele aluviale eterogene (cu textură de la argiloasă la nisipoasă) rezultate din alterarea granitelor și gnaiselor (precambriene), acoperite de materiale eoliene omogene, și depozitele nisipo-prăfoase, transportate din zona deșertului Sahara. Diversitatea materialelor parentale și asociațiilor vegetale a permis formarea unui mozaic pedogeografic prin tipurile: arenosol, planosol, soloneț și vertisol (Lamotte *et al.*, 1997).

Eroziunea produsă de vânt este principalul mecanism care contribuie la degradarea terenurilor utilizate în sistem agricol, din zonele aride și semiaride ale Globului. Pierderea particulelor fine sub acțiunea vântului contribuie la degradarea structurii solului și, implicit, la diminuarea conținutului în humus, inclusiv a stocului de C organic din sol, întrucât particule fine minerale se combină cu humusul pentru a forma structura (Zhao *et al.*, 2006).

Depozitele transportate de râu sunt diferențiate granulometric din zona montană către cea de câmpie. În zona montană, solurile formate în luncă vor avea cantități variabile de pietrișuri rulate. Analiza detaliată a proprietăților morfologice ale solurilor din sectorul menționat indică valori mai mari ale conținutului de schelet în apropierea talvegului și mai mici la contactul cu versanții. În zona deltelor, depozitele minerale au granulometrie fină și pot să apară stratificații de materiale organice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL III

# PROCESELE CARE CONTRIBUIE LA FORMAREA PROFILULUI DE SOL

J.G. Bockheim şi A.N. Gennadiyev (2000), sintetizând modelele care definesc procesele de formare a solului, separă trei nivele: primul include toate procesele care diferenţiază solul de celelalte subsisteme ale biosferei; al doilea nivel depinde de intrările, ieşirile, transferul (translocarea) şi transformarea energiei şi materiei; ultimul vizează „micro-procesele" şi o serie de procese specifice care imprimă anumite caracteristici solului (fixarea N, oxidarea şi reducerea Fe şi Mn etc.).

Procesele pedogenetice contribuie la formarea profilului de sol, respectiv a orizonturilor, dar trebuie menţionat faptul că nu se poate realiza o disociere între factori şi procese. În ultimul timp, în literatura de specialitate, abordarea proceselor care contribuie la formarea profilului de sol se realizează prin prisma teoriei sistemice (www.edafologia.ugr.es). În consecinţă, procesele pot fi grupate în următoarele categorii: ***acumulare, pierdere, amestec, translocare*** şi ***transformare.***

Între aceste categorii de procese nu există o limită tranşantă, continuitatea lor fiind determinată de procesele de natură fizică, chimică şi biologică care se desfăşoară în sol, mai mult sau mai puţin în cicluri diurne, lunare, sezoniere, anuale şi multianuale.

## 3.1. ACUMULAREA

Acumularea implică procesele care utilizează substanţe şi energie provenite din afara profilului de sol şi care participă la individualizarea orizonturilor cu caracteristici fizice şi chimice proprii. Acumularea include apa provenită din precipitaţii şi gazele dizolvate, materialele solide acumulate la suprafaţa solului

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

prin transport eolian, materia organică moartă de origine vegetală sau animală, la care se adaugă energia solară ş.a.

*3.1.1. Bioacumularea* constă în acumularea şi transformarea complexă a substanţelor de origine organică. Acest proces poate fi încadrat şi la transformare, întrucât are loc o modificare majoră a proprietăţilor iniţiale ale materiei organice moarte, dar în esenţă este vorba despre acumularea în orizonturile superioare a unor cantităţi însemnate de compuşi organici noi (grupaţi sub denumirea de humus).

Acumularea biologică este o componentă de bază a pedogenezei, însă formele de manifestare a acestui proces sunt extrem de variate, depinzând de tipul vegetaţiei şi faunei, de climă şi hidrologie.

Având la bază condiţiile pedogenetice date au fost identificate trei tipuri de procese bioacumulative:

– primul tip de bioacumulare se desfăşoară sub vegetaţie ierboasă de stepă şi silvostepă şi constă din transformarea totală a materiei organice până la stadiul de *humus* şi amestecul acesteia cu partea minerală a solului sub acţiunea organismelor (în special a faunei). În urma acestui proces rezultă un orizont organo-mineral situat la partea superioară a solului, notat cu litera **A** (*cf.* S.R.T.S., 2003 şi W.R.B.-S.R., 2006).

– al doilea tip este condiţionat de vegetaţia forestieră şi constă în acumularea la suprafaţa solului a materiei organice, netransformată sau aflată în faze diferite de transformare, neamestecată cu partea minerală a solului. Orizontul care se formează în acest caz este denumit *orizont organic*, fiind notat cu **O** (*cf.* S.R.T.S., 2003).

– ultimul tip implică existenţa unui mediu saturat în apă cea mai mare parte a anului, în condiţii variate de temperatură, fiind caracterizat printr-o acumulare masivă a resturilor organice. Orizontul format în aceste condiţii este denumit *orizont turbos* şi este notat cu litera **T** (*cf.* S.R.T.S., 2003; în W.R.B.-S.R., 2006 echivalentul este orizontul *histic*).

*3.1.2. Coluvierea.* Modificarea caracteristicilor profilului rezultă adesea din acumularea materialului de sol la baza versanţilor prin procese geomorfologice, rezultând un orizont nehumifer cu grosimi de peste 50 cm, caracteristică ce permite definirea calificativului **coluvic**, aplicabilă la nivel de subtip pentru *aluviosoluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003). În *W.R.B.-S.R.* (2006) calificativul *coluvic* apare ca prefix sau sufix pentru a indica acumularea repetată a materialului de sol, indusă prin activităţi antropice, cu grosimi mai mari de 20 cm.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.2. PIERDERILE

Pierderile reprezintă îndepărtarea unor componente din profilul de sol, indiferent de starea în care se găsesc (solidă, lichidă, gazoasă), prin acțiunea unor forțe (gravitațională, sucțiunea rădăcinilor ș.a.). Pierderile din cadrul profilului de sol se exprimă prin: îndepărtarea orizonturilor superioare ca urmare a eroziunii produsă de ape și/sau vânt, transportul substanțelor dizolvate și suspendate din soluția solului în afara profilului sub acțiunea gravitației, pierderea dioxidului de carbon produs de rădăcinile plantelor, prin respirația microorganismelor și a faunei din sol, eliminarea altor gaze etc.

***Eroziunea***, proces geomorfologic prin definiție, are ca efect decaparea părții superioare a profilului de sol. Procesul poate să apară pe orice suprafață înclinată, în condiții climatice diverse, în mod special, prin intervenția antropică necorespunzătoare asupra solului (arături din deal în vale, defrișări fără protecția solului ș.a.). În urma eroziunii este îndepărtat orizontul superior (majoritar bioacumulativ) și uneori chiar orizonturile intermediare ale solului, la suprafață putând să apară materialul parental sau roca. În *S.R.T.S.* (2003) solurile afectate de eroziune sunt denumite ***erodosoluri***; în *W.R.B.-S.R.* (2006) acestea lipsesc, dar unii autori le consideră echivalente cu ***regosolurile***, ceea ce nu este corect sub aspect pedologic și geomorfologic.

Eroziunea afectează solurile utilizate în sistem agricol din regiunile semiaride (interiorul Mogoliei, nordul Chinei), din cele colinare și deluroase aferente climatului temperat.

### 3.3. AMESTECUL

Amestecul materialelor în sol este rezultatul mai multor categorii de factori și forțe care acționează în sensul uniformizării solului, denumite de *Gh. Ianoș* (1999) *„procese pedogenetice de uniformizare"*. Amestecul în cadrul profilului se realizează sub influența componentului biotic (fauna din sol), forței gravitaționale, alternanței înghеț/dezgheț și prin contracție și gonflare. În cadrul acestei categorii au fost diferențiate trei tipuri de procese.

***3.3.1. Procesul vermic*** (lat. *vermus*=vierme) ***(bioturbația)*** se produce sub acțiunea faunei din sol (lumbricide, insecte, mamifere de talie mică) și *implică transportul materialului humifer descendent pe profil și al celui mineral din orizonturile intermediare și inferioare către partea superioară a profilului.* Această deplasare este condiționată de umiditatea solului (după ploi de lungă

durată, fauna se deplasează spre orizonturile de suprafață mai bine aerate) și de temperatură. Deplasarea faunei în sol se face ciclic (în zona temperată) sau aleatoriu, în funcție de condițiile amintite mai sus.

Aceste procese sunt specifice solurilor cu activitate faunistică intensă din zonele temperate (cernoziomuri, kastanoziomuri) unde a fost separat *caracterul vermic*[14], respectiv *calificativul vermic* pentru *W.R.B.-S.R.* (2006), în timp ce în zonele tropicale și subtropicale un rol important în deplasarea materialelor în profil revine termitelor.

*3.3.2. **Procesul vertic*** (lat. *vertere*=a întoarce) *reprezintă amestecul mecanic al materialului în sol, fiind condiționat de prezența în sol a unei cantități mari de argilă* (>33%) *predominant gonflantă* (smectitică) *și de contrastele pluviometrice sezoniere.*

În perioadele uscate (secetoase) argila se contractă puternic, ceea ce face ca în profilul de sol să apară crăpături pe care este antrenat gravitațional material mai fin de la suprafață. În perioadele umede argila își mărește volumul, dând naștere unor forțe de fricțiune între agregatele structurale care presează unele asupra altora, executând o mișcare de alunecare. La suprafața solului, în anumite regiuni ale globului se formează relieful de *gilgai*[15].

Texturile fine, mai ales în cazul argilelor montmorillonitice, pe fondul proceselor vertice și de eluviere provoacă și caracterul glosic, în timp ce textura nisipoasă inhibă glosificarea (Caillier *et al.*, 1986). Când sunt îndeplinite condițiile de pedogeneză descrise anterior se formează ***vertosolurile*** (*cf.* S.R.T.S., 2003) sau ***vertisolurile*** (*cf.* W.R.B.-S.R., 2006).

*3.3.3. **Crioturbația*** este fenomenul de împingere spre partea superioară a solului a materialului scheletic (cu dimensiuni >2 mm), în regiunile cu permafrost unde apare un microrelief specific de poligoane de pietre. Orizonturile de sol din zona cu permafrost au aspect ondulat, dat de presiunile care se exercită între stratul înghețat din baza profilului și înghețul care se manifestă de la partea superioară a profilului.

---

[14] Când >50% din volumul orizontului A și >25% din volumul orizontului următor prezintă urme ale activității faunei (neoformațiuni specifice).

[15] Termenul de *gilgai* era utilizat de aborigenii australieni pentru a desemna alternanța microdepresiunilor și movilelor de la suprafața solului.

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

## 3.4. TRANSLOCAREA MATERIALELOR

Translocarea materialelor implică deplasarea anumitor componenți, descendent, spre orizonturile din baza profilului de sol, uneori oblic în regiunile montane sau deluroase și frecvent ascendent în zonele cu nuanțe climatice aride. Fenomenul este determinat de gradul de solubilitate a compușilor în corelație cu fluxul de apă ce străbate profilul, de triada adâncimea nivelului freatic-dimensiunea porilor capilari-evaporație, de modificarea potențialului apei și aerului din porii solului, de activitățile componentului biotic etc.

În solurile cu exces de apă, translocarea nu trebuie înțeleasă la modul simplist numai prin deplasarea compușilor, ci și prin asocierea cu procesele de alterare și neoformare care conferă profilului trăsături morfologice (și micromorfologice) distincte.

*3.4.1. Fersialitizarea* este caracteristică climatelor subtropicale calde și umede, de tip mediteranean. Pe parcursul acestui proces mineralele primare sunt supuse alterării, formându-se argile de tip 2:1, parțial moștenite, parțial de neoformare. $Fe^{2+}$ este eliberat, dar este oxidat rapid precipitând sub formă de oxizi și hidroxizi ferici. În sezonul umed, eluvierea duce la formarea orizontului Bt, bogat în minerale argiloase, în timp ce în sezonul uscat se acumulează compuși de tipul hematitului. Procesul de colorare a profilului de sol, cunoscut ca *rubefiere*, este caracteristic perioadelor secetoase, când componenții fierului, prin deshidratare, trec în hematit.

*3.4.2. Feroliza*, specifică climatelor calde, se caracterizează prin intensa alterare a mineralelor primare, rezultând minerale argiloase de tip 1:1, în timp ce mineralele de tip 2:1 sunt iluviate în orizontul Bt. Oxizii de fier formați pot fi supuși sau nu rubefierii. Gradul de saturație în baze depinde și de diversitatea climatelor. Astfel, în zonele cu sezoane alternative (umede și secetoase), cum este cazul savanelor, saturația în baze >35%, în timp ce în climatele calde și umede solurile sunt mai profunde și mai debazificate.

*3.4.3. Feralitizarea* se produce frecvent în climatele calde și umede (ecuatoriale și tropicale umede), în condițiile unei pluviozități mari (peste 1.200 mm/an), ale temperaturilor ridicate și ale unui drenaj bun, permanent. În aceste condiții, alterarea mineralelor primare (prin hidroliză) este intensă. Un rol important revine materialului parental și drenajului. În cazul rocilor acide și al drenajului imperfect o parte din silicații primari, prin neoformare, vor trece în

minerale argiloase de tip caolinitic. Pe roci bazice şi în condiţii de drenaj bun, solul va conţine cantităţi mai reduse de caolinit, dar se vor acumula în cantităţi mari gibbsitul, hematitul şi goethitul, în urma proceselor intense de hidroliză.

În urma acestui proces se formează ***feralsolurile*** (*cf.* W.R.B.-S.R., 2006).

*R.E. Withe* (1997) citându-l pe *Ph. Duchaufour* (1982), pune în evidenţă prezenţa a trei procese care se desfăşoară în climate tropicale umede şi care pot trece din unele în altele, în funcţie de condiţiile locale de relief şi de variaţia materialului parental: *fersialitizarea → feroliza → feralitizarea.*

*3.4.4. Alitizarea* se caracterizează prin transformarea mineralelor primare concomitent cu acumularea aluminiului sub formă de caolinit, gibbsit şi halloisit, precum şi a fierului sub formă de goethit. Culoarea materialului allitic poate fi roşie sau roşie-cărămizie, determinată de cristalizarea componenţilor fierului, sau poate fi galbenă când, prin hidratare, aceştia trec în hidroxizi ferici. Alitizarea se desfăşoară în climate calde şi umede, unde precipitaţiile depăşesc 1.200 mm, distribuite într-un singur sezon sau în două sezoane. Transformarea rocilor prin alitizare se realizează, adesea, pe câţiva zeci de metri adâncime.

Solurile formate prin alitizare se caracterizează prin acumularea unui strat gros de noduli de sescvioxizi. Solurile se găsesc într-o stare de echilibru acolo unde se „conservă" vegetaţia naturală. Dacă aceasta este îndepărtată, la suprafaţă ajunge, prin eroziune, stratul de noduli de sescvioxizi, care prin deshidratare formează cruste indurizate denumite *laterite*. Altă direcţie a pedogenezei în condiţiile climatelor tropicale şi subtropicale este condiţionată de alternanţa regimului aerobic şi anaerobic, cu fluctuaţii de drenaj. $Fe^{2+}$ poate fi preluat în soluţie, în funcţie de fluctuaţia freaticului şi deplasat vertical sau lateral, după care precipită prin oxidare, în zonele cu drenaj bun. Această situaţie apare în sezonul uscat din climatele subtropicale şi are ca rezultat formarea unui strat indurizat de oxizi de fier, denumit *plintit*.

*3.4.5. Procesele de decarbonatare-recarbonatare (secundară)*

*Decarbonatarea reprezintă procesul de mobilizare a carbonaţilor*, rezultând bicarbonaţi solubili, antrenaţi pe profil odată cu apa de infiltraţie. Formarea pedogenetică a carbonaţilor se realizează când soluţia solului devine suprasaturată în calcit, conform reacţiei:

BCU IAŞI / BIBLIOTECA CENTRALĂ / LIBRARY

$$\xrightarrow{\text{decarbonatare}}$$
$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$
$$\xleftarrow{\text{recarbonatare}}$$

Mobilizarea carbonaților depinde de următorii factorii: cantitatea de apă care străbate profilul de sol, concentrația $CO_2$ din sol, pH-ul și temperatura soluției solului, între care se stabilesc raporturi directe sau inverse. Cantitatea mai mare de apă care percolează solul, concentrația ridicată de $CO_2$ și valorile intermediare ale pH-ului determină disoluția carbonaților, în timp ce valorile mai mici ale parametrilor amintiți contribuie la precipitarea acestora. În cazul temperaturii soluției solului, pe măsură ce aceasta crește carbonații sunt mai puțin solubili și invers.

Carbonații din sol provin din materialul parental al solului, dar în regiunile cu depozite löessoide și cu löessuri aceștia au fost antrenați prin acțiunea vântului și depuși în alte areale. Apa care circulă descendent în sol are tendința de a antrena carbonații și de a-i depune în baza profilului.

Studiile efectuate asupra distribuției carbonaților în solurile Algeriei au evidențiat o corelație directă cu cantitatea de precipitații. În arealul cu precipitații <300 mm concentrația carbonaților este ridicată și aceștia sunt uniform distribuiți pe profil; la valori ale precipitațiilor >600 mm carbonații au o pondere mai mică în orizontul de suprafață și de subsuprafață, precipitațiile permițând levigarea lor către baza profilului (K. Djili *et al.*, 1999).

În linii generale, decarbonatarea indică tendința de evoluție a solului.

În rocile necalcaroase (care nu conțin carbonați), formarea carbonatului de calciu secundar se realizează pe baza mineralelor calci-silicatice (Sys, 1981).

*Carbonatarea secundară* (*recarbonatare*) constă în precipitarea carbonaților în urma unor dezechilibre ale condițiilor de mediu. Precipitarea carbonaților poate fi condiționată de scăderea parțială a presiunii $CO_2$, determinată de dispariția organismelor (Wilding, Kelly, 1993). Recarbonatarea poate fi determinată de o serie de factori abiotici, reprezentați prin creșterea temperaturii și pierderea apei din sol prin evapotranspirație sau direct prin evaporație. Acest proces este tipic regiunilor climatice aride și semiaride, dar este observat și în regiunile temperat continentale cu nuanță excesivă.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În teren este dificilă separarea carbonaților rezultați prin pedogeneză de cei moșteniți în cazul solurilor formate pe materiale parentale calcaroase, de aceea, pentru diferențierea acestora se recurge la analiza izotopilor de C și O (Khademi, Mermut, 1999). Carbonații rezultați prin pedogeneză nu sunt puri, cel mai adesea sunt asociați cu mineralele argiloase.

Decarbonatarea determină acumularea carbonaților în baza profilului de sol (**Cca**=orizont *C carbonatoacumulativ*, *calcic* sau *calxic*, *cf.* S.R.T.S., 2003). Recarbonatarea constă în invadarea orizontului supraiacent orizontului calcic (Bv sau Bt) cu carbonați.

### *3.4.6. Procesele de salinizare și alcalizare*

*Salinizarea este procesul de acumulare în sol a sărurilor mai ușor solubile decât gipsul în apa rece* (cloruri și sulfați de $Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$ și $Mg^{2+}$). Solurile a căror soluție este îmbogățită în săruri neutre de sodiu, dar cu valori ale pH-ului sub 8,8 sunt denumite *soluri saline* (Duchaufour, 1982).

Procesul de salinizare se desfășoară pe cale *naturală*, preponderent în regiuni aride și semiaride, unde prin evaporație (și evapotranspirație) intensă are loc o mișcare ascendentă a soluției solului prin tuburile capilare și acumularea sărurilor la suprafață, sub formă de cruste, sau în apropierea acesteia, ca neoformațiuni saline. Salinizarea solului se poate realiza ca urmare a managementului defectuos al solului.

Prezența sărurilor în sol este *rezultatul alterării unor roci* care au în componență minerale primare cu un conținut ridicat de săruri. În această categorie intră sărurile moștenite de rocile sedimentare acumulate în foste bazine marine și în unele cuvete lacustre.

Salinizarea solurilor din apropierea țărmurilor marine este, parțial, rezultatul antrenării sărurilor, sub formă de aerosoli, de către masele de aer spre uscat. În anumite condiții, sărurile pot fi transportate până la distanțe apreciabile spre interiorul continentului (până la 150 km în vestul Australiei, Withe, 1997). În cazul României transportul sărurilor spre interior se realizează sub influența brizei marine. În Antarctica (Transantarctic Mountains) acumularea sărurilor în orizontul A crește odată cu vârsta solului, sărurile care conțin clor și natriu provin din zona țărmului iar cele care au în compoziție magneziu sunt conținute în rocile mafice (Bockheim, 1990).

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

La contactul uscatului cu bazinele marine, mai ales în *zonele afectate de maree*, sărurile solubile se acumulează în acvifer contribuind la salinizarea solului.

În urma *erupţiilor vulcanice* sunt expulzate în atmosferă cantităţi importante de săruri care pot contribui la salinizarea solului.

În zonele semiaride, unde precipitaţiile sunt aproximativ egale cu evapotranspiraţia iar sărurile solubile din depozitele sedimentare sunt în apropierea rădăcinilor plantelor, în condiţii de irigare s-a produs salinizarea solurilor, fenomenul fiind cunoscut sub denumirea de *salinizare secundară*. În America de Nord şi în Australia, modificarea utilizării terenurilor în zonele mai înalte prin înlocuirea vegetaţiei forestiere cu vegetaţia cultivată şi aplicarea irigaţiilor au condus la spălarea sărurilor şi acumularea acestora în zonele depresionare, determinând salinizarea solurilor (Abrol *et al.*, 1988).

Parametrii cei mai des utilizaţi pentru aprecierea salinizării solului sunt conţinutul total de săruri şi electroconductivitatea (ECe).

În funcţie de valorile electroconductivităţii au fost separate orizonturile *salic* (**sa**) şi *hiposalic* (**sc**), prezentate în tabelul 1, care aparţin clasei *salsodisoluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003).

**Tabelul 1.** Aprecierea salinizării solului pe baza valorilor electroconductivităţii

| **Electroconductivitatea (EC)** (dS/m)[16] | **Temperatura** (°C) | **pH** | **Orizonturi de sol** (notare) |
|---|---|---|---|
| 24-30 | 25 | <8,8 | ***salic*** **(sa)** |
| 12-15 | | >8,9 | |
| 4-12 | | - | ***hiposalic*** **(sc)** |

*Alcalizarea*, la fel ca şi salinizarea, se poate realiza în mai multe condiţii. Factorul principal care contribuie la formarea solurilor alcalizate îl constituie prezenţa carbonaţilor şi bicarbonaţilor de sodiu în soluţia solului. *Desalinizarea* solului, în lipsa unor cationi bivalenţi şi a unei concentraţii ridicate de carbonaţi şi bicarbonaţi în apă, conduce la alcalizarea solurilor (ex. în Delta Nilului). *Reducerea sulfaţilor* în condiţii anaerobe şi în prezenţa materiei organice

[16] Decisiemens/metru, echivalent cu milimho/cm.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

contribuie la formarea carbonatului de sodiu. Acumularea sodiului în sol are loc în bazine închise, caracterizate prin valori ridicate ale evaporației, în urma precipitării unor elemente (cationi bivalenți) concomitent cu creșterea concentrației natriului în soluția solului.

Solurile în a căror soluție domină ionul de $Na^+$, iar valoarea pH-ului în unele orizonturi și sezoane depășește 8,9, sunt denumite *soluri alcalice* (Duchaufour, 1982).

Aprecierea concentrației de $Na^+$ în sol se face prin raportare la capacitatea totală de schimb cationic (T) sau la SAR[17], valorile indicatorului contribuind la diferențierea orizonturilor de sol. Orizonturile *salic* (**sa**) și *hiposalic* (**sc**), *natric* (**na**) și *hiponatric* (*ac*) sunt caracteristice clasei *salsodisoluri* (cf. S.R.T.S., 2003).

**Tabelul nr 2.** Aprecierea alcalinității solului și notarea orizonturilor

| Saturația în $Na^+$ din T (%) | Saturația în $Na^+$ din SAR (%) | Orizonturi de sol (notare) |
|---|---|---|
| >15 | >13 | ***natric*** **(na)** |
| 5-15 | 4-13 | ***hiponatric*** **(*hiposodic*) (ac)** |

### *3.4.7. Procesele de eluviere-iluviere*

*Eluvierea*[18] *reprezintă transferul unor componenți ai solului, descendent sau oblic, sub influența apei.* Datorită acestor procese se formează două tipuri de orizonturi: „sărăcite" în componenți eluviați, denumite *orizonturi eluviale*, și „îmbogățite" în componenți iluviați, denumite *orizonturi iluviale*.

*Eluvierea* este dependentă de factorii externi ai mediului și de factorii interni ai solului. Din prima categorie, condițiile climatice au un rol esențial, în sensul că prezența precipitațiilor în cantități suficiente creează un flux descendent de apă care antrenează particule foarte fine de argilă, în timp ce perioadele secetoase duc la stoparea procesului. Condițiile interne ale solului se concretizează în existența unui drenaj bun, care permite circulația apei, la care se adaugă pH-ul acid, care menține în stare de dispersie particulele coloidale de

[17] Raportul de adsorbție a sodiului.
[18] În literatura franceză procesul este denumit *lessivage* (*cf.* Duchaufour).

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

argilă. Pentru a se întreține starea de dispersie, la suprafața mineralelor argiloase predomină ionii de $Al^{3+}$, în timp ce în solurile bogate în carbonați, unde dominanți sunt ionii de $Ca^{2+}$, eluvierea nu se mai produce. Apa încărcată cu particule coloidale de argilă circulă descendent prin porii necapilari, fiind oprită la nivelul porilor capilari.

Deplasarea compușilor chimici sub acțiunea apei se face diferențiat, în funcție de gradul de solubilitate al acestora, cel mai ușor fiind eluviate clorurile și unii sulfați (această etapă fiind denumită debazificare), după care urmează carbonații (decarbonatarea). Mobilizarea particulelor insolubile, cum este cazul celor de argilă coloidală, se realizează de regulă în suspensie și nu în soluție.

În urma acestui proces se formează orizontul eluvial, notat cu **E** (*cf.* S.R.T.S., 2003). Într-un stadiu incipient de levigare a coloizilor de argilă se formează orizontul **Ame**, denumit orizont *A molic slab luvic* (*hipoluvic* sau *pudrat*); și cu cât îndepărtarea acestora este mai pronunțată, se individualizează orizontul **El** (*luvic*); orizont **Ea** (*albic*). Eluvierea intensă poate duce și la pătrunderea orizontului E în orizontul B, trecerea dintre cele două orizonturi are un aspect neregulat (ondulat), caz în care se formează orizontul *glosic*, notat **E+B**.

Eluvierea este asociată cu decolorarea orizontului (El), uneori nuanțele deschise de alb-galben, alb-gri sunt foarte bine exprimate în cazul orizontului Ea; textura este mai grosieră iar structura este mai puțin dezvoltată.

*Iluvierea este procesul compensatoriu eluvierii, constând din depunerea și acumularea acestor componenți sub orizonturile eluviale.*

Particulele de argilă transportate de apa de percolație sunt depuse pe fețele agregatelor stucturale. Orizontul iluvial astfel format, notat cu **Bt**, este denumit orizont *B argic*. Acesta conține o cantitate mai mare de argilă decât orizontul supraiacent și prezintă o textură mai fină. Argila depusă pe fețele agregatelor structurale conferă acestora o culoare brun-roșcată, diferită de culoarea din interiorul agregatelor (mai galbenă). Procesele de eluviere intensă contribuie la asocierea orizontului argic (Bt) cu orizontul stagnogleic (w).

Analiza lamelor microscopice pune mai bine în evidență procesul de iluviere prin continuitatea optică, existența argilei orientate, interferența culorilor și contrast textural față de matrice (www.edafologia.ugr.es).

Cuplul de procese pedogenetice de eluviere-iluviere se desfășoară în prezent în climatele temperate și subtropicale, îndeosebi pe marginea nordică a bazinului mediteranean (în Jura – Franța, bazinul mijlociu al Ronului, nord-vestul Spaniei)

(Fedoroff, 1997), în Europa Centrală şi de Est, la nivelul dealurilor şi podişurilor, dar şi în alte regiuni ale globului. Prezenţa orizonturilor de acumulare a argilei poate avea caracter relict, ca urmare a modificărilor climatice din perioadele interglaciare.

Solurile ale căror orizonturi diagnostice rezultă prin procese de eluviere-iluviere a argilei sunt incluse în *clasa luvisoluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003).

***3.4.8. Podzolirea*** (cheluvierea[19]=chiluvierea) *reprezintă procesul prin care complexele organice solubile contribuie la translocarea cationilor metalici imobili, în special* $Al^{3+}$ *şi* $Fe^{3+}$. În desfăşurarea acestui proces un rol important revine atât componenţilor organici polifenolici îndepărtaţi direct de la nivelul frunzelor şi litierei, cât şi acizilor humici şi fulvici condensaţi din humus.

Aceste procese sunt specifice mediilor puternic acide, rolul important revenind vegetaţiei acidofile (*Calluna* sp., *Erica* sp.), materialelor parentale bogate în Si (nisipuri, cuarţite) şi condiţiilor climatice de la latitudini mari sau la altitudini ridicate. Procesul poate avea loc şi în condiţiile unui climat tropical umed, sub o vegetaţie constituită din păduri luminoase.

Ca urmare a acestui proces se formează un orizont „sărăcit" în sesevioxizi de Fe şi Al şi „îmbogăţit rezidual" în Si, de culoare deschisă, denumit orizont *E albic*, notat **Ea** (*cf.* S.R.T.S., 2003), diagnostic pentru *tipul podzol*.

Sub acest orizont se formează unul sau mai multe orizonturi de acumulare, de culoare închisă, bogate în materiale spodice (alcătuite din substanţe amorfe active, oxizi de Al, uneori cu materie organică, cu sau fără oxizi de Fe). Orizontul format prin chiluviere va fi notat cu **Bhs,** dacă conţine mai mult humus iluviat decât orizontul supraiacent, şi cu **Bs** dacă are un conţinut ridicat de sesevioxizi de Fe şi Al. Cele două orizonturi sunt denumite *orizonturi spodice*. Orizontul **Bcp** se formează prin translocarea complecşilor organo-metalici, reprezentaţi prin material amorf, predominant humic şi aluminic, cu o pondere redusă a celui feric.

Procesele menţionate anterior care au ca rezultat formarea orizontului Ea şi subiacent a orizonturilor spodice (Bs şi/sau Bhs) sunt diagnostice pentru *clasa spodisoluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003).

---

[19] *Cheluvierea* înseamnă realizarea legăturilor covalente între atomii de $Fe^{3+}$ şi $Al^{3+}$ (care sunt insolubili) şi moleculele substanţelor organice, având ca rezultat solubilizarea fierului şi aluminiului.

*3.4.9. Alterarea materialelor vulcanice* (expulzate prin erupții=piroclastite, tufuri, cinerite sau din consolidarea lavei=andezite, bazalte, diabaze) prezintă unele particularități distincte.

Într-o primă fază, materialele vulcanice sunt supuse proceselor de transformare, după care în climatele calde și umede are loc translocarea și formarea orizonturilor iluviale. În climatele umede, aluminiul, fierul și silicea sunt supuse alterării intense, din mineralele primare, aluminiul în combinație cu silicea și fierul precipită sub formă de gel amorf, cunoscut și sub denumirea de *allofane* (Van Wambeke, 1992). Apa de percolație îndepărtează descendent pe profil silicea, în ce timp rata de mineralizare a materiei organice este diminuată de allofane. În acest context mineralogic, în condiții de drenaj bun, capacitatea de reținere a apei este ridicată datorită allofanelor (Gerrard, 2000).

Solurile formate în cazul de față aparțin *clasei andisoluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003).

## 3.5. TRANSFORMAREA

Transformarea reunește o serie de procese premergătoare pedogenezei dar și procese pedogenetice propriu-zise (cambizarea). În funcție de modul în care se realizează transformarea rocilor și mineralelor, alterarea este fizică și chimică (Buol *et al.*, 1989, Gerrard, 2000).

Alterarea fizică implică transformarea rocilor în fragmente cu dimensiuni tot mai mici, fără modificări de natură chimică sau mineralogică.

Alterarea chimică are ca rezultat modificări de natură chimică și mineralogică ale rocilor, în condiții diferite de mediu (temperatură, presiune, apă ș.a.).

*3.5.1. Procesele de alterare fizică* au ca efect fragmentarea rocilor ca urmare a presiunii exercitate de apă în porii și fisurile rocilor, prin trecerea repetată a acesteia din stare lichidă în stare solidă (*gelifracția*); uneori fenomenul se produce în prezența sărurilor (*haloclastia*), dar mult mai frecventă este alterarea fizică cauzată de contrastele termice (*termoclastia*).

**3.5.1.1. Gelifracția** (înghețul-dezghețul) se produce în zone cu temperaturi (diurne, sezoniere) care fluctuează în jurul valorii de 0°C. Prin dezgheț apa pătrunde în porii și fisurile rocilor iar prin îngheț aceasta își mărește volumul cu aproximativ 9% (Birkeland, 1999), contribuind la fragmentarea rocii.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Rezultatele gelifracției constau în mărirea suprafeței de contact a noilor fragmente cu agenții exogeni (fig. 3.1). În urma acestui proces se formează un strat afânat deasupra rocii dure care, într-o primă fază, poate deveni materialul parental al solului. Concomitent cu gelifracția, în zonele montane are loc deplasarea și sortarea fragmentelor de rocă pe versant, în funcție de dimensiune. Chiar dacă gelifracția acționează în sensul pedogenezei, mișcarea gravitațională a materialului (solifluxiunea ș.a.) are efect invers, întârziind pedogeneza.

Gelifracția are un rol important în formarea materialului parental în zonele temperate și la latitudini mari, fiind specifică și regiunilor montane, la altitudini unde temperatura are fluctuații în jurul valorii de 0°C.

**3.5.1.2. Haloclastia** se desfășoară în climatele cu contraste termice și de umiditate între zi și noapte. Ziua, datorită temperaturilor ridicate, apa se evaporă iar sărurile din soluție cristalizează, rezultând o presiune asupra rocilor, efectul fiind fragmentarea acestora (Gerrard, 2000).

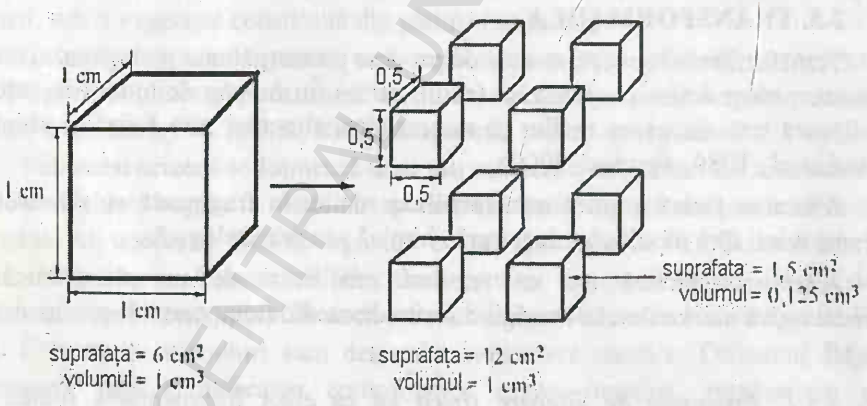



**Figura 3.1.** Efectele dezagregării rocilor (Singer, Munns, 1987)

**3.5.1.3. Termoclastia** se instalează prioritar în regiunile deșertice și semideșertice, unde contrastele termice (îndeosebi diurne) provoacă procese de dilatare și contracție în urma cărora rocile inițiale sunt intens fragmentate și mărunțite.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*3.5.2. **Procesele de alterare chimică*** au rol important în transformarea componentului mineral al solului, prin procese de: *dizolvare, hidratare, hidroliză* şi *oxidare şi/sau reducere.*

**3.5.2.1. Dizolvarea** *este procesul prin care un mineral sau alt compus chimic aflat în stare solidă trece în soluţie în prezenţa apei.* Procesul este reversibil, revenindu-se la starea iniţială prin evaporarea apei.

În urma acestui proces soluţia solului se încarcă cu diferite substanţe solubile, aflate în stare moleculară (cloruri, sulfaţi etc.), dar şi în stare ionică (cationi şi anioni). În anumite condiţii de mediu unele substanţe chimice *disociază* în elementele constitutive:

$H_2O <=> H^+ + OH^-$

$NaCl <=> Cl^- + Na^+$

Ionii rezultaţi pot fi preluaţi de soluţia solului, după cum, în funcţie de condiţiile de mediu (temperatură, umiditate, presiune etc.), se combină diferit, rezultând acizi şi baze.

$H^+ + Cl^- <=> HCl$

$Na^+ + OH^- <=> NaOH$

Procesele de dizolvare contribuie esenţial la îndepărtarea unor compuşi solubili, participând la debazificarea complexului adsorbtiv al solului. Trecerea prin disociere a unor substanţe moleculare în stare ionică asigură soluţia solului cu elemente necesare plantelor, dar şi stocul de ioni pentru schimburi sau combinaţii chimice.

**3.5.2.2. Hidratarea** *reprezintă pătrunderea apei moleculare în structura unui mineral*, procesul fiind reversibil. Cele mai cunoscute exemple prin care un mineral se transformă în alt mineral în prezenţa apei sunt: *anhidrit <=>gips,*

$CaSO_4 + 2H_2O <=> CaSO_4 \times 2H_2O$

*goethitul<=>hematit* ş.a. În urma acestui proces se modifică semnificativ şi volumul mineralului. Importanţa pedogenetică a procesului se observă în cazul argilelor montmorillonitice, care în prezenţa apei îşi măresc considerabil volumul, cu implicaţii geomorfologice şi pedologice.

**3.5.2.3. Hidroliza** constituie un proces mult mai complex (dependent de anumite condiţii de mediu), care se finalizează prin *înlocuirea cationilor din reţeaua cristalină a mineralelor cu ionii de hidrogen din soluţia solului.*

În esenţă, hidroliza constă din trecerea în compuşi mai simpli:

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

$$SiO_3K_2 \rightarrow SiO_3^{2-} + 2K^+$$
(silicat de potasiu)
$$2H_2O \rightarrow 2H^+ + 2OH^-$$

---

$$SiO_3H_2 + 2KOH$$
(acid silicic) (hidroxid de potasiu)

Importanța pedogenetică a procesului derivă din faptul că o parte din elementele chimice sunt trecute în soluție, cu rol de nutriție pentru plante ($Ca^{2+}$, $Na^{2+}$, $K^+$, $Mn^{2+}$), după cum unele minerale trec în altele de neoformare.

Prin hidroliză, silicații primari trec în compuși mai simpli:

$SiO_3AlO_8K + H_2O \rightarrow Si_3AlO_3H + KOH$
(ortoză) → (acid aluminosilicic) → (hidroxid de potasiu)

În condiții de aciditate slab-moderată acizii silicici și aluminosilicici se combină cu hidroxizii de Fe, Al și Mn, prin cristalizare lentă, rezultând aluminosilicații secundari hidratați (minerale argiloase de neoformare).

Un rol important în cadrul procesului revine valorii pH-ului, care poate solubiliza unele elemente (ex. $SiO_2$ devine solubil la pH 9), în timp ce acidul silicic ($SiO_3H_2$) devine instabil la reacții puternic acide, transformându-se în $SiO_2$ (silice coloidală) și $H_2O$. Hidroliza elementelor chimice depinde de valența și numărul de legături; cel mai ușor sunt transformate elementele cu valență mică și număr mare de legături (Na și K), iar hidroliza crește spre cele cu valență mare și număr redus de legături (Al, Fe și Si) (fig. 3.2).

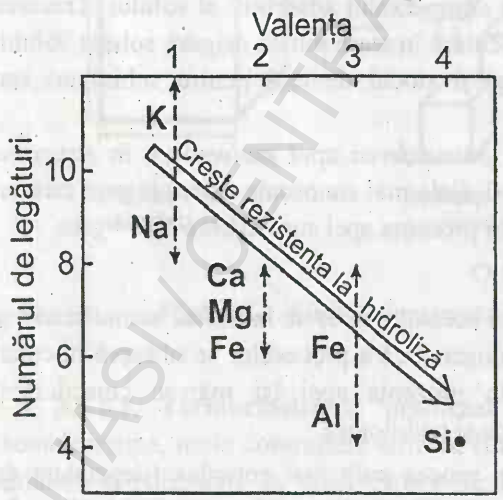



**Figura 3.2.** Hidroliza principalelor elemente chimice (Paton *et al.*, 1995)

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**3.5.2.4. Oxidarea şi reducerea** *sunt reacţii prin care un element sau o substanţă se combină cu oxigenul, transformându-se în compuşi oxigenaţi, sau pierd oxigenul, trecând în compuşi reduşi* (cu puţin oxigen) sau simpli (fără oxigen). Există numeroase elemente chimice foarte avide de oxigen (oxidabile), dar care în medii reducătoare (anaerobe) pierd acest element, procesul fiind reversibil.

În reţeaua cristalină a silicaţilor primari Fe şi Mn se găsesc cel mai des în stare bivalentă, dar în condiţii de reacţii de oxidare îşi măresc valenţa. În stare redusă, fierul şi manganul formează oxizi şi hidroxizi feroşi şi manganoşi (FeO, MnO, respectiv $Fe(OH)_2$, $Mn(OH)_2$) în timp ce în condiţii de oxidare se transformă în oxizi ferici şi manganici ($FeO_3$; $MnO_3$), care prin hidratare trec în hidroxizi ferici şi manganici (ex. $Fe(OH)_3$; $Mn(OH)_3$).

Capacitatea unui sistem de a produce reacţii de oxidare sau de reducere se exprimă prin potenţialul redox (Eh). În cazul solurilor bine aerate, deci cu reacţii de oxidare, valorile Eh sunt ridicate în timp ce în solurile cu exces de umiditate sunt coborâte.

În mod obişnuit elemente precum Fe şi Mn din sol sunt puternic influenţate de potenţialul redox şi de condiţiile de aciditate sau alcalinitate.

Procesele de oxidare şi reducere sunt asociate *clasei luvisoluri* iar cele de reducere *clasei hidrisoluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003).

***3.5.3. Procesele de alterare biologică*** *au ca efect fragmentarea rocilor prin presiunea exercitată de rădăcini* (*îndeosebi ale arborilor*), dar fenomenul nu poate fi disociat de alterarea chimică. Astfel, Chen *et al.* (2001) arată că alterarea fizică începe prin pătrunderea hifelor lichenilor în rocă, în special prin spaţiile intergranulare, între feţele de clivaj sau pe liniile de fisură.

***3.5.4. Procesele de transformare*** pot duce la formarea unor orizonturi pedogenetice, un rol aparte revenind celui de ***alterare "in situ"*** (***cambizare***).

*Prin cambizare se înţelege alterarea mineralelor primare "in situ" (în loc), cu formarea mineralelor argiloase secundare.* Acest proces contribuie la formarea unui orizont cu poziţie intermediară între A şi C, caracterizat prin culori cu nuanţe mai roşcate faţă de ale materialului parental şi prin structură pedogenetică proprie.

Orizontul astfel format este denumit *B cambic* şi notat cu **Bv** (lat. *cambiare* = a schimba; litera v provine de la termenul german *Verwitterung* = alterare). Orizontul

Bv este diagnostic pentru tipurile de sol aparținând clasei *cambisoluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003).

### *3.5.5. Sulfidizarea*

*Sulfidizarea* constă din reducerea sulfurilor, fiind un proces specific estuarelor, mlaştinilor marine şi deltelor cu mangrove din regiunile tropicale, dar poate avea loc şi în apele dulci, bogate în sulf.

Sulfidizarea este un proces de biomineralizare prin care fierul şi sulfații din apă sunt supuşi cristalizării, rezultând sulfuri feroase în prezența materiei organice (Fitzpatrick *et al.*, 1996).

Etapele formării pirite sunt (*W.R.B.-S.R.*, 1998): în condiții reducătoare, sub acțiunea bacteriilor anaerobe, fierul feric ($Fe^{3+}$) trece în fier feros ($Fe^{2+}$) iar sulfații ($SO_4^{2-}$) trec în sulf ($S^{2-}$). Materia organică este supusă descompunerii, rezultând bicarbonați. Materialul potențial acid (pirita) şi compuşii alcalini (bicarbonații) formează într-o etapă inițială un sistem neutru. Marea îndepărtează elementele alcaline ($HCO_3^-$) rămânând materialul potențial acid (pirita $FeS_2$).

Pirita se formează prin acțiunea bacteriilor anaerobe (*Desulfovibrio*), în cursul procesului, sulfații ($SO_4^{2-}$) trec în sulf.

Aceste procese contribuie la formarea *orizontului sulfuratic* (**sf**) (cf. *S.R.T.S.*, 2003) sau a materialului sulfidic (en. *sulphidic material*). Asemenea materiale sunt întâlnite în sud-estul Asiei, nordul Australiei, vestul Africii, nordul Americii de Sud şi în vestul Africii (Delta Senegalului).

Echilibrul mediului se păstrează atât timp cât aceste materiale rămân submerse. Dacă ariile submerse de acumulare a piritei sunt drenate, transformările în mediu sunt foarte rapide. Prin reacții de oxidare microbiană a piritei se produc cantități mari de acid sulfuric ($H_2SO_4$) şi hidroxid de fier ($Fe(OH)_3$) (Dekers *et al.*, 1996).

În lipsa carbonaților, hidrogenul rezultat din oxidarea piritei nu este neutralizat ceea ce duce la scăderea accentuată a pH-ului la valori mai mici de 3,5, distrugând vegetația şi fauna. În aceste condiții hidroxizii de fier se combină cu potasiul formând minerale de tipul *jarositului* ($KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$) care conferă solului culori în nuanțe galben-pal.

Procesul de alterare a materialului acid-sulfat a fost denumit sulfurizare.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Procesul de oxidare a depozitelor care conţin sulfuri (predominant a $FeS_2$), mai ales în urma drenajului artificial, are ca rezultat formarea *orizontului sulfuric* (**su**) (*cf. S.R.T.S.*, 2003).

Acidul sulfuric determină disoluţia sulfurii feroase şi a mineralelor silicatice care sunt supuse parţial disoluţiei. Sulfaţii feroşi dizolvaţi rezultaţi pot fi transportaţi în soluţia solului către zone de oxidare, unde ionul feros prin oxidare trece în forme cristalizate. Procesul, denumit în acest caz feritizare, conduce la formarea lanţurilor largi de oxihidroxizi de fier (ferhidrit) şi a sulfaţilor ferici.

### *3.5.6. Procesele gleice şi stagnogleice*

*Procesele gleice se desfăşoară în condiţiile prezenţei în exces a apei freatice în profilul de sol, în cea mai mare parte din an şi la adâncimi reduse* (0-200 cm). Procesele chimice se desfăşoară în mediu anaerob, ceea ce face ca $Fe^{3+}$ şi $Mn^{3+}$ să treacă în forme reduse, mobile (hidroxizi feroşi şi manganoşi), motiv pentru care pot fi redistribuite pe profil. În această situaţie se formează *orizontul gleic de reducere* (**Gr**). Dacă *nivelul freatic este mai jos şi fluctuant*, între orizonturile de sol neafectate de gleizare şi cele gleizate se formează o zonă de tranziţie caracterizată printr-un amestec de culori de oxidare şi de reducere. Chimic, în perioada când nivelul freatic este coborât soluţiile care conţin hidroxizi de $Mn^{2+}$ şi $Fe^{2+}$ urcă prin capilare şi precipită, în urma proceselor de oxidare rezultând o zonă de acumulare a fierului şi manganului (sub formă de pelicule sau concreţiuni). În acest caz, orizontul care se formează este caracterizat printr-un amestec de culori de oxidare şi de reducere, fiind denumit *orizont gleic de oxidare-reducere* (***Go***).

Pe lângă caracteristicile morfologice specifice date de acumularea prin precipitare a fierului şi manganului, adsorbţia şi precipitarea acestor elemente sub formă de noduli poate controla conţinutul şi activitatea chimică a metalelor grele (prezente în ordinea: Ba>Pb>Co>Zn>Ni>Cu>Sr>Cr>Cd[20]), reducând astfel acţiunea lor în soluţia solului. Prin urmare, adsorbţia şi precipitarea acestor elemente chimice au un rol important în purificarea solurilor caracterizate prin condiţii acvice (Tan, 2006).

*Procesele pseudogleice* (sau *stagnogleice*) *sunt datorate apei stagnante, temporar, la suprafaţă sau în partea superioară a profilului de sol.* Această situaţie este caracteristică solurilor cu procese intense de iluviere, în care

[20] În sol ordinea este Ba>Zn>Cu>Pb>Cr>Ni>Sr>Co>Cd.

BCU CENTRAL UNIVERSITARY LIBRARY

succesiunea orizonturilor este de tipul: A-E-Bt. La nivelul orizontului E infiltrarea apei se realizează foarte rapid, în timp ce la partea superioară a orizontului Bt, datorită surplusului de argilă, este lentă. În perioada cu umiditate ridicată din precipitații au loc procese de reducere iar în perioada uscată domină oxidarea și precipitarea, cu formarea de pelicule sau concrețiuni. Procesul imprimă materialului de sol un colorit marmorat (amestec de culori de oxidare și de reducere). La suprafață agregatele structurale au culori mai deschise (pale) decât cele din interior, care sunt și mai roșcate.

În urma acestui proces se formează *orizontul stagnogleic*, notat diferit în funcție de intensitatea procesului (w sau W), care este specific *clasei hidrisoluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003), prin tipul *stagnosol*.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL IV

# COMPONENȚII SOLULUI ȘI PROPRIETĂȚILE ACESTORA

## 4.1. COMPONENTUL SOLID

### *4.1.1. Componentul mineral al solului*

Până în prezent sunt cunoscute aproximativ 3.000 de minerale care intră în componența rocilor, dar dintre acestea numai 10 formează 90% din scoarța terestră.

Siliciul (Si=47%) și oxigenul (O=27%) fac parte din categoria celor mai răspândite elemente ale scoarței terestre, care prin combinație între ele și cu alte elemente formează un număr foarte mare de minerale (Singer, Munns, 1987).

Mineralele din sol pot fi: *moștenite* de la materialul parental; *de neoformare*, rezultate prin cristalizare din soluții și geluri coloidale minerale; rezultate prin *transformarea mineralelor existente* în noi specii, proces care afectează cel mai adesea filosilicații (Martín-García, 1998).

Genetic, au fost diferențiate minerale primare, respectiv cele care intră în constituția rocilor și minerale secundare, adică cele care s-au format în sol (săruri, oxizi și hidroxizi).

Mineralele se găsesc în sol fie sub formă cristalină, unitatea de bază fiind tetraedrul de siliciu ($SiO_4^{4-}$), fie sub formă amorfă.

*Din cadrul mineralelor primare fac parte:*

– feldspații, mineralele cele mai răspândite din rocile magmatice (cca 60%) (feldspații potasici sau ortoclazi, feldspații plagioclazi);

– piroxenii și amfibolii, care formează grupul mineralelor feromagneziene (augit și hornblenda);

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– micele, care apar frecvent în sol şi au rezistenţă relativ redusă la alterare (muscovit şi biotit);

– cuarţul, foarte frecvent în rocile metamorfice şi eruptive, cu o rezistenţa foarte mare la alterare.

Cuarţul este inert din punct de vedere chimic şi devine mineral secundar ca urmare a hidrolizei majorităţii silicaţilor. Silicea poate să apară sub formă amorfă ca opal, iar prin deshidratare generează forme microcristaline de cuarţ, cunoscute sub denumirea de chert (Withe, 1997). Cuarţul este abundent în solurile formate din nisip, este prezent în cele prăfoase (mineral primar), dar şi ca mineral secundar (silice coloidală) în urma proceselor de hidroliză a acidului silicic ($SiO_3H_2$), desfăcându-se în $SiO_2$ şi $H_2O$.

*Mineralele secundare* formează fracţiunea argiloasă a solului şi pot fi grupate în *minerale argiloase cristaline* şi *minerale accesorii*. Mineralele argiloase formează grupul alumino-silicaţilor hidrataţi, cu dimensiuni <2μm, care constituie fracţiunea argiloasă a solului (Barton, Karathanasis, 2002).

*Geneza mineralelor argiloase poate fi explicată astfel:*

– *minerale argiloase moştenite,* sub formă de particule coloidale din mineralele primare (caolinit, muscovit, biotit, clorit).

– *minerale argiloase de neoformare,* când alterarea este foarte intensă, rezultând substanţe coloidale care au proprietăţi complet diferite de ale mineralelor primare.

Astfel, prin *alterare*, mineralele primare pot fi transformate în minerale argiloase secundare (ex. illitul şi vermiculitul se formează prin înlocuirea K dintre straturile mineralelor primare);

*Mineralele argiloase cristaline* pot fi grupate în funcţie de raportul Si/Al astfel:

– grupa minerale argiloase cu raportul Si/Al de tip 1:1, din care fac parte imogolitele, allofanele şi caolinitul, primele două find prezente şi în solurile formate pe roci vulcanice. Caolinitul este cel mai comun mineral argilos din solurile tropicale ale Asiei, Africii şi Americii, fiind caracterizat prin rezistenţă mărită la alterare şi capacitate redusă de schimb cationic, ceea ce favorizează acidifierea solurilor. Caolinitul apare în proporţii variabile spaţial, dar şi pe profil, în solurile României acesta provenind din materialul parental şi doar o mică parte rezultând prin neoformare (Gâţă, 2004).

– grupa minerale argiloase cu raportul Si/Al de tip 2:1 cuprinde: illitul, vermiculitul şi montmorillonitul (grupa smectitelor). Vermiculitul are

BCU "Ion Ionescu de la Brad" IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

proprietatea de a exfolia, iar prin hidratare poate să-și mărească volumul dar mai puțin decât mineralele smectitice.

Între mineralele argiloase ale celor două grupe există diferențe sub aspectul capacității de schimb cationic, după cum urmează: caolinit (3-15) > illit (15-40) > montmorillonit (80-100 me/100 g sol), dar și a suprafeței de contact[21].

Prezența în sol a mineralelor cu caracteristici diferite imprimă solului anumite proprietăți. În acest sens solurile constituite din argile montmorillonitice determină o consistență mai ridicată decât cele cu argilă caolinitică (Kohnke, 1968).

*Mineralele accesorii* (Withe, 1997) sau mineralele nesilicatice (Gerrard, 2000) includ oxizi și hidroxizi de fier, aluminiu, magneziu și mangan. Oxizii de fier rezultă din roci bazice în urma proceselor intense de alterare și conferă profilului culori de la galben la roșu-brun și până la negru când sunt diseminați în masa solului. Oxizii de aluminiu au culori mai deschise (gri spre alb) și au concentrații reduse în sol, cu excepția celor formate pe bauxite. Oxizii metalici au importanță în reacțiile cu nutrienții și poluanții.

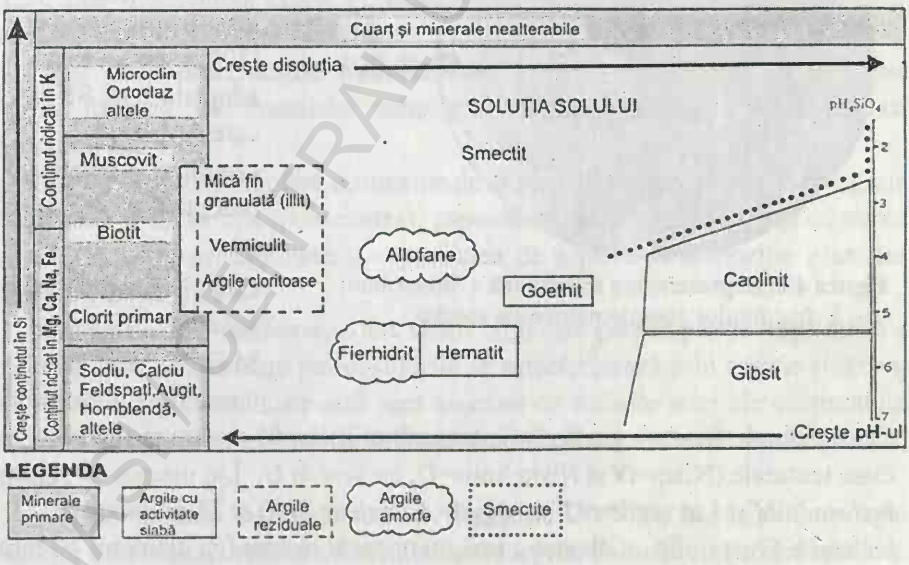



**Figura 4.1.** Conceptul formării argilelor în mediu (Van Wambeke, 1992)

[21] Caolinit 5-20 $m^2/g$; montmorillonit >800 $m^2/g$.

BCU "ȘTIINȚIFICĂ CENTRALĂ" LIBRARY

### *4.1.2. Textura*

*Constituenţii minerali ai părţii solide a solului reprezentaţi prin nisip, praf şi argilă formează textura sau granulometria solului.* Definiţia dată se referă numai la *textura părţii silicatice fine,* întrucât partea solidă a solului include carbonaţii, materia organică şi scheletul, care împreună cu partea minerală reprezintă *textura globală* a solului (Canarache, 1990).

Procedeul de laborator prin care se determină ponderea particulelor de o anumită dimensiune din sol este cunoscut ca *analiză granulometrică*, pe baza căreia se poate stabili *clasa texturală*. Particulele din sol cu dimensiuni şi forme diferite au un rol important sub aspect chimic şi fizic. Diferitele scări granulometrice utilizate au la bază modificarea unor însuşiri ale solului în funcţie de ponderea care revine fiecărei clase texturale.

În geotehnică se utilizează numai trei fracţiuni granulometrice (nisip, praf şi argilă) (fig. 4.2), dar în pedologie există mai multe scări texturale. Cea mai veche este clasificarea Atterberg (1912), care a fost adoptată şi de SISS[22], la care se adaugă clasificarea americană (adoptată de U.S.D.A.[23]) ş.a.

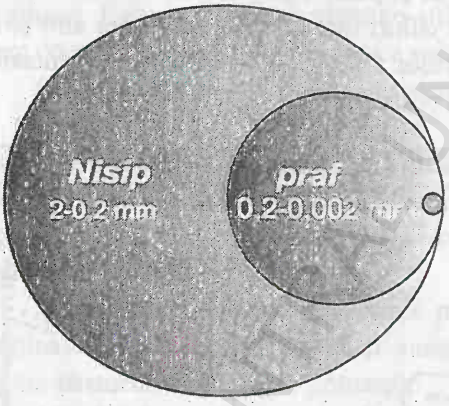



**Figura 4.2.** Reprezentarea schematică a dimensiunii fracţiunilor granulometrice ale solului

*Clasificarea texturii solurilor*, conform M.E.S.P. (1987), cuprinde trei grupe de clase texturale (textură grosieră=**G**, textură mijlocie=**M** şi textură fină=**F**), şase clase texturale (Nisip=*N* şi Nisip lutos=*U*, *incluse în G*, Lut nisipos=*S* şi Lut=*L incluse în M* şi Lut argilos=*T* şi Argilă=*A*, *incluse în F*) şi 23 de subclase texturale. Fracţiunile cu diametru mai mare decât nisipul (cu diametru >2 mm) formează *scheletul solului.*

[22] SISS=Societatea Internaţională de Ştiinţa Solului
[23] USDA=Departamentul de Agricultură al Statelor Unite

BCU IAŞI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

*Importanța pedogeografică a texturii* rezultă din faptul că solul poate moșteni de la materialul parental particule de anumite dimensiuni, în această categorie sunt incluse cele situate la extremitatea intervalelor de mărime. Solurile formate predominant din particule fine, argiloase, gonflante sau nu, sunt încadrate în clasa *pelisoluri*, iar cele constituite din particule nisipoase sunt denumite la nivel de tip *psamosoluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003).

Prin evoluție pedogenetică, în zonele climatice în care precipitațiile depășesc evapotranspirația se formează orizonturi de subsuprafață, îmbogățite rezidual în elemente mai grosiere, denumite orizonturi eluviale (E luvic, albic), iar subiacent prin acumulare de argilă iluviată se formează orizontul B argic (Bt). Solurile diferențiate textural prin procese pedogenetice de eluviere-iluviere aparțin clasei *luvisoluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003).

Acest lucru poate fi cuantificat prin indicele de diferențiere texturală: $\mathbf{I_{dt}}$**=arg B/arg A(E)**, în care *arg A (E)*=cantitatea de argilă din orizontul A sau E și *arg B*= cantitatea de argilă din orizontul B.

Pe baza acestui indicator au fost separate: *soluri nediferențiate textural* (<1,2), *slab diferențiate* (1,3-1,5), *moderat* (1,6-2), *puternic* (2,1-2,5) și *foarte puternic* (>2,6) diferențiate textural.

Chiar dacă precipitațiile sunt ridicate, în condițiile climatului temperat solurile formate pe materiale vulcanice nu întrunesc condițiile formării orizontului Bt.

Cunoașterea texturii oferă o imagine de ansamblu asupra unor proprietăți ale solului cum ar fi: aerația (porozitatea), capacitatea de reținere a apei și mișcarea acesteia în sol (permeabilitatea), capacitatea de a pune la dispoziția plantelor elementele nutritive ș.a.

Între particulele nisipoase există spații largi care permit pătrunderea facilă a aerului și apei, prin urmare psamosolurile se caracterizează prin aerație și drenaj bun. Solurile cu textură nisipoasă sunt asociate cu valorile mici ale conținutului în humus și capacitate redusă de schimb cationic, deci cu fertilitate, în general, scăzută.

Solurile în care ponderea argilei depășește 20-50%, accesibilitatea apei descrește invers proporțional cu conținutul în argilă. Solurile cu textură medie și conținut în materie organică de la mediu la ridicat au capacitatea de a pune la dispoziția plantelor cantități mari de apă (Van Breemen, 1993).

În spațiul mediteranean solurile cu textură prăfoasă și nisipo-prăfoasă sunt sensibile la eroziunea hidrică, cele cu textură nisipoasă sunt mai puțin afectate

decât precedentele, iar cele argiloase sunt mai puțin expuse eroziunii ca urmare a stabilității mai ridicate a agregatelor structurale, dar pot fi afectate de eroziunea în adâncime (Bou Kheir *et al.*, 2001).

Textura variază relativ puțin pe profil în zonele de câmpie, acoperite de depozite löessoide și cu vegetație stepică, unde evoluția solului este incipientă (sau lentă). În zonele deluroase și de podiș ale României textura se diferențiază în funcție de natura materialului parental și de procesele pedogenetice, observându-se o dominare a fracțiunii nisipoase sau prăfoase în orizontul eluvial și a celei argiloase în orizontul iluvial (Bt). Procesele geomorfologice de la nivelul versanților în regiunile deluroase și de podiș modifică caracteristicile texturii. În cazul albiilor majore și al deltelor textura solului este influențată de procesele hidrologice (inundații), ducând frecvent la realizarea de stratificații.

## 4.2. COMPONENTUL LICHID

### *4.2.1. Sursele de apă din sol*

Solul reprezintă o verigă importantă în circuitul apei în natură. Pentru cea mai mare parte a învelișului pedologic, principala sursă de apă din sol o constituie precipitațiile atmosferice, la care se adaugă apa provenită din freatic și, în cantități mai mici, apa de condensare. Omul poate interveni asupra regimului hidric al solului prin aport de apă prin irigații, dar aceste modificări se realizează pe suprafețe dispersate, în regiuni cu deficit de precipitații. În același context, trebuie amintit și faptul că omul inundă artificial mari suprafețe de teren utilizate pentru cultura orezului.

### *4.2.2. Formele de apă din sol*

Apa poate exista în sol în cele trei stări de agregare (lichidă, solidă și gazoasă), în funcție de condițiile fizico-geografice. Ținând cont de faptul că solul este un sistem polifazic, în care se exercită diverse forțe de reținere, pe lângă cele trei stări au fost puse în evidență următoarele categorii de apă: 1) apa legată chimic, 2) apa legată fizic și 3) apa liberă.

1. *Apa legată chimic* intră în compoziția mineralelor din sol și se găsește ca *apă de constituție,* în rețeaua cristalină a mineralelor, sub formă ionică (fiind cedată la >400°C), și *apă de cristalizare,* sub formă moleculară, putând fi eliminată la temperaturi de 200°C (Blaga *et al.*, 1996). Această categorie de apă nu poate fi utilizată de către plante.

BOU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2. *Apa legată fizic* este reținută foarte puternic la suprafața particulelor elementare datorită sarcinilor electrice ale acestora și caracterului dipolar al moleculelor de apă. Aceasta poate fi reținută la suprafața particulelor elementare direct din atmosferă, fiind numită *apă de higroscopicitate* sau *apă stabil legată*. *Apa de higroscopicitate* nu poate fi asimilată de către plante, forța de reținere a plantelor depășind 31 atmosfere, ceea ce face ca această formă de apă să fie imobilă. *Apa peliculară* se dispune sub forma unui strat peste cel de apă higroscopică (fig. 4.3) În acest caz, forța cu care este reținută apa peliculară este mai redusă spre exterior (maxim 15 atm), dându-i posibilitatea de a se deplasa către alte strate de apă peliculară, cu forțe de atracție mai mari, de unde și denumirea de *apă labil legată*.

3. *Apa liberă* grupează formele de apă care se deplasează în sol sub acțiunea diferitelor forțe (gravitațională, de sucțiune ș.a.). *Apa gravitațională* provine din apa meteorică sau din apa stocată la suprafața solului în stare solidă (zăpadă sau gheață) și se deplasează descendent în sol. Importanța acesteia derivă din faptul că solubilizează o serie de săruri și poate antrena descendent coloizii solului, contribuind la diferențierea orizonturilor. Când circulă prin porii cu dimensiuni mai mari de 30 μm curgerea este rapidă, fiind slab utilizată de către plante, motiv pentru care poate ajunge la nivelul freatic. Când circulația se face prin porii cu diametru de 8-30 μm curgerea este lentă, caz în care poate fi utilizată de plante.

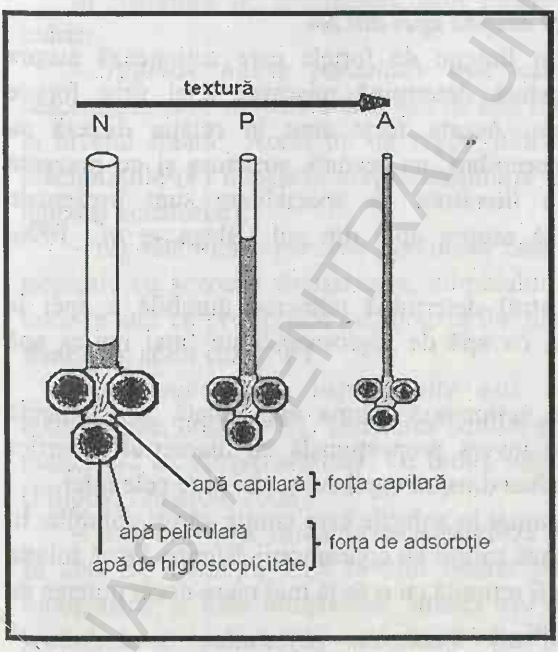



**Figura 4.3.** Relația dintre anumite categorii de apă din sol și textură

Dacă apa gravitațională sau din alte surse (scurgere laterală dintr-un râu etc.) se cantonează deasupra unui strat impermeabil, în profilul de sol se formează *apa freatică*.

*Apa capilară* este reținută în „tuburi" de mici dimensiuni prin care se poate mișca în toate direcțiile. În funcție de dimensiunile capilarelor, apa poate fi *accesibilă* (plantelor), când este cantonată în capilarele cu diametru de 0,2-8 μm, și apă capilară *neaccesibilă*, când diametrul acestora scade sub 0,2 μm. Apa capilară poate proveni prin ridicare din pânza freatică (apă capilară sprijinită) sau din precipitații în profilul de sol (apă capilară suspendată).

*Apa sub formă de vapori* provine direct din atmosferă. Aceasta se deplasează, în funcție de condițiile de temperatură și presiune din zone cu tensiune ridicată spre cele cu tensiune redusă. În anumite condiții poate condensa, participând la aprovizionarea plantelor cu apă.

*Apa în stare solidă* se găsește în solurile situate la latitudini mari și în zonele montane cu temperaturi ≤0°C. Această formă de apă blochează procesele pedogenetice iar în perioada de dezgheț supraumezește solul orientând pedogeneza spre procese de gleizare, cu diminuarea considerabilă a vitezei de transformare a materiei organice.

### *4.2.3. Forțele care acționează asupra apei din sol*

Apa se deplasează în sol în funcție de forțele care acționează asupra acesteia. Triada sol-plantă-atmosferă determină mișcarea apei prin forțele exercitate de aceste componente. Aceste forțe sunt în relație directă cu dimensiunea porilor capilari și necapilari, cu textura, structura și cu prezența sărurilor solubile (fig. 4.3). În literatura de specialitate sunt prezentate următoarele forțe care acționează asupra apei din sol (Blaga *et al.*, 1996, Lupașcu, 1998, Ianoș, 1999):

- *forța de adsorbție* (>31 atm) determină reținerea durabilă a apei la suprafața particulelor elementare, ca apă de higroscopicitate (mai rar ca apă peliculară);

- *forța capilară* (1-15 atm) acționează asupra apei aflată în capilarele solului, intensitatea acesteia este invers proporțională cu diametrul tuburilor capilare. Deplasarea apei se va realiza dinspre capilarele mari spre cele mici.

- *forța osmotică* acționează numai în solurile care conțin săruri solubile. În aceste condiții de mediu se formează soluții cu concentrații diferite. Dacă soluția are o concentrație ridicată, apa va fi reținută cu o forță mai mare decât puterea de sucțiune, fiind inaccesibilă plantelor.

- *forța de sucțiune a rădăcinilor plantelor* (15-20 atm) se manifestă în imediata apropiere a rizosferei și are ca efect atragerea apei de către rădăcini;

BCU CLUJ / EXEMPLAR UNIVERSITAR / LIBRARY

- *forţa datorată tensiunii vaporilor de apă* este condiţionată de temperatura solului şi de cantitatea de vapori de apă din sol, la un moment dat. În acest caz, deplasarea apei în stare de vapori se va face dinspre orizonturile mai calde şi mai umede spre cele mai uscate şi mai reci.

- *forţa gravitaţională* acţionează asupra apei aflate în porii necapilari, determinând deplasarea acesteia descendent, iar în zonele în care suprafaţa topografică este înclinată, deplasarea se realizează după o componentă oblică.

- *forţa hidrostatică* (de submersie) acţionează când la suprafaţa solului se găseşte un strat de apă care persistă o perioadă de timp. Aceasta amplifică forţa gravitaţională şi capilară.

### *4.2.4. Regimul hidric al solului*

Regimul hidric al solului poate fi apreciat ca expresia sintetică a circuitului, dinamicii şi bilanţului apei în sol (Canarache, 1990), fiind luat în considerare la încadrarea taxonomică a unor soluri care evoluează în prezenţa apei pe profil.

În literatura de specialitate sunt prezentate următoarele tipuri de regim hidric:

– *regimul hidric percolativ* este caracterizat printr-un flux de apă descendent, care străbate o dată sau de mai multe ori pe an profilul, uneori până la nivelul freatic. Acest tip de regim hidric este specific climatelor în care precipitaţiile (P) depăşesc evapotranspiraţia (ET) (P>ET) (ex. climatul tropical umed şi ecuatorial).

– *regimul hidric periodic percolativ* este specific climatelor subtropicale şi tropicale cu sezoane contrastante, climatului temperat cu nuanţă oceanică etc., unde în anii cu precipitaţii mai bogate fluxul descendent de apă poate ajunge la freatic. În acest caz P>ET.

– *regimul hidric nepercolativ* este caracteristic climatelor temperat-continentale, unde P=ET. Umezirea solului se realizează pe o adâncime redusă, numai 1-2 m, corespunzătoare cu limita inferioară de acumulare a carbonaţilor (Filipov, Lupaşcu, 2003).

– *regimul hidric exudativ* caracterizează solurile din climatele aride (P<ET). În anumite condiţii, dacă nivelul freatic este situat în apropierea suprafeţei topografice şi este mineralizat, atunci are loc antrenarea ascendentă a apei, realizându-se salinizarea secundară (inclusiv formarea crustelor saline). Alimentarea freaticului poate fi şi alohtonă (Lupaşcu, 1998).

– *regimul hidric pergelic* este întâlnit în solurile de la latitudini mari, cu temperaturi sub punctul de îngheţ al apei, ceea ce face ca aceasta să se găsească

în stare solidă, în cea mai mare parte a anului.

În afară de situațiile prezentate anterior au fost diferențiate tipuri de regim hidric determinate de relief și apa freatică. Acestea se manifestă local și sunt reprezentate prin:

– *regim hidric freatic stagnant*, caracterizat prin prezența apei freatice în profilul de sol, pe forme plane de relief (culoare de vale, depresiuni etc.);

– *regim hidric stagnant,* specific formelor plane de relief și cvasiorizontale (terase, platouri, interfluvii), unde apa provenită din precipitații stagnează în profil o perioadă mai lungă de timp.

Omul poate modifica regimul hidric natural al solului prin aport de apă prin irigație, caz în care s-a diferențiat *regimul hidric de irigație.*

## 4.3. COMPONENTUL GAZOS

### *4.3.1. Formele și compoziția aerului din sol*

Aerul în sol provine din atmosferă, dar cum solul se caracterizează printr-o mare varietate spațială a proprietăților, atunci ponderea fazei gazoase și compoziția acesteia este foarte diferită.

Aerul în sol poate exista în trei stări: *liber*, ocupând spațiile libere dintre agregatele de sol sau dintre particule; *dizolvat* în soluția solului; *adsorbit* la suprafața particulelor elementare. Adsorbția gazelor la suprafața particulelor de sol se face cu intensitate diferită, în funcție de compoziția fracțiunii coloidale, în timp ce humusul și hidroxizii de fier adsorb gazele cu intensitate mai mare decât coloizii. După intensitatea adsorbției gazelor la suprafața particulelor minerale, Krasilnikov (1958) propune următoarea serie: $NH_3>CO_2>N_2>H_2S>CH_4$.

În condiții ideale, componentului gazos îi revine 25% din totalul constituenților solului, dar odată cu creșterea cantității de apă și a fracțiunii granulometrice fine conținutul de aer se reduce.

*Compoziția aerului din sol*

Față de aerul atmosferic, cel din sol are o compoziție ușor modificată datorită faptului că acesta reprezintă mediul respirației multor organisme și locul de descompunere a materiei organice moarte. Faza gazoasă a solului este constituită din 10-20% oxigen (21% în atmosferă), 78-80% azot (78% în atmosferă), 0,2-3% $CO_2$ (0,03% în atmosferă), la care se adaugă în cantități foarte mici și alte gaze.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Indiferent de compoziția aerului din sol, acesta formează *atmosfera internă a solului*, care participă activ la desfășurarea anumitor procese pedogenetice (oxidare, reducere etc.).

### *4.3.2. Mecanismele de schimb ale gazelor cu atmosfera*

Între sol și atmosfera apropiată are loc un schimb permanent de gaze, determinat de:

– variațiile ciclice (diurne, sezoniere) sau neperiodice de temperatură ale solului.

– modificarea stării de umiditate a solului. Când apa din precipitații ajunge în sol, aceasta elimină parțial aerul, iar dacă cantitatea de precipitații este mare, determinând ridicarea nivelului freatic, atunci cantitatea de aer din sol se reduce drastic.

– diferențele de presiune care joacă un rol important în schimbul de gaze dintre cele două componente.

Din atmosferă pătrunde în sol oxigenul, în timp ce în sens invers este eliberat $CO_2$, fenomenul fiind cunoscut sub denumirea de *respirația solului* (White, 1997). Pătrunderea oxigenului în sol este cauzată de:

– *curgerea în masă* care are la bază mici diferențe de presiune (1-2 mbar) între sol și atmosferă;

– *pătrunderea oxigenului în stare dizolvată în sol* odată cu apa din precipitații, dar oxigenul pătruns pe această cale este în cantități reduse;

– *difuziunea moleculelor de gaz* prin porii solului.

### *4.3.3. Conținutul de aer din sol*

Față de valoarea optimă (25% din volumul total), conținutul de aer din sol poate scădea uneori până la 10%, valoare apreciată ca fiind limita minimă pentru dezvoltarea culturilor. Conținutul de aer din sol are valori reduse în solurile organice (cu exces de umiditate), dar și în cazul celor care au suferit modificări ale densității, prin tasare.

Pentru a determina conținutul de aer din sol, Canarache (1990) propune următoarea formulă:

$$\mathbf{a = PT\text{-}wDA = PT\text{-}wv}$$

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde:
a = conținutul de aer (%v/v);
w = umiditatea gravimetrică momentană a solului (%g/g);
wv = umiditatea volumetrică momentană a solului (%v/v) ;
PT = porozitatea totală (%v/v) ;
DA = densitatea aparentă (g/cm$^3$).

Pentru a absorbi apă şi elemente nutritive rădăcinile plantelor au nevoie de oxigen. Lipsa oxigenului în sol poate constitui un factor restrictiv pentru dezvoltarea rădăcinilor plantelor.

Modificările compoziției aerului atmosferic prin creşterea concentrației $CO_2$, rezultat prin arderea combustibililor induce schimbări ale ratei desfăşurării unor procese pedogenetice (decarbonatarea), ciclului nutrienților în sol etc.

### *4.3.4. Porozitatea solului*

*Spațiul dintre particulele elementare, ocupat de aer şi apă, formează porii solului.* Aceştia pot forma spații continue în profilul de sol, cu diametre mari (milimetrice şi centimetrice) definite ca *macropori.*

Porozitatea este determinată de procese fizice (umectare-uscare, îngheț-dezgheț), chimice (prin tipul şi interacțiunea argilei şi sescvioxizilor), de activitatea componentului biotic (microorganisme, plante) şi prin agrotehnică (arătură) (Juma, 1993).

Porii rezultați prin acțiunea faunei şi rădăcinilor din sol sunt numiți *biopori* (White, 1997).

Porozitatea solului este determinată de modul în care sunt aranjate particulele minerale în profil. Prin urmare, porozitatea va fi în relație directă cu textura solului. Cu cât ponderea dimensiunea particulelor descreşte, cu atât volumul porilor este mai mare, dar din acesta o parte revine complexului adsorbtiv, ceea ce determină, în cazul argilelor, valori mai mici ale permeabilității comparativ cu cele ale nisipului. În solurile în care ponderea prafului, argilei şi materiei organice creşte, numărul porilor fini în cadrul sistemul eterogen al porilor se va mări (Van Breemen, 1993).

Macroporii permit circulația descendentă a apei în profil, schimbul de aer între sol şi atmosferă şi constituie căi preferențiale pentru pătrunderea rădăcinilor.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Porii fini care nu pot fi observați vizual, având diametrul <50 μm (<0,50 mm), formează *microporii solului*; aceştia au rol important în circulația apei capilare.

Volumul porilor din sol poate fi considerat ca expresia rezervei de apă și aer prin care este susținută dezvoltarea plantelor și viața organismelor din sol.

Expresia matematică a porozității totale este:

$$PT = \frac{Vp}{Vt} \times 100 \quad (1), \text{ dar}$$

$$Vt = Vs + Vp \quad (2)$$

ținând cont de relația (2), formula (1) se va scrie astfel:

$$PT = \frac{Vp}{Vs + Vp} \times 100 \quad \text{(Canarache, 1990), unde}$$

PT = porozitatea totală (%v/v);
Vt = volumul total al solului ($cm^3$);
Vp = volumul porilor ($cm^3$);
Vs = volumul părții solide a solului ($cm^3$);

În teren porozitatea se poate determina cu ajutorul porozimetrelor, dar o metodă mai simplă și mai rapidă constă în determinarea porozității prin calcul matematic, utilizând valorile densității (D) și ale densității aparente (DA)[24]:

$$PT = 100 \times \left(1 - \frac{DA}{D}\right) (\%)$$

Valorile porozității totale vor fi interpretate în corelație cu textura, pentru solurile echilibrate din punct de vedere textural ele apropiindu-se sau depășind ușor 50% (Rusu, 1998).

Pentru ca solul să dispună de capacitate bună de reținere a apei, aerație corespunzătoare și să permită pătrunderea rădăcinilor de dimensiuni medii

[24] D și DA se exprimă în $g/cm^3$.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(ierboase) este necesar ca în sol să existe o rețea de pori eterogenă, cu dimensiuni de la câțiva mm la câțiva micrometri (Van Breemen, 1993)

În solurile argiloase volumul porilor capilari este mai mare decât în cele nisipoase, ceea ce determină diminuarea scurgerii gravitaționale, apa din sistemul capilar fiind utilizată de către rădăcinile plantelor.

Diminuarea porozității solului este determinată de factori naturali (în urma proceselor pedogenetice) și de factorul antropic. Procesele de eluviere-iluviere din solurile cu textură medie-fină conduc la diferențierea valorilor porozității totale, acestea fiind mai mari în orizontul E și mai mici în Bt, ca urmare a peliculelor de argilă care îmbracă particulele elementare. Antropic, porozitatea este diminuată în partea inferioară a orizontului arat, unde se exercită o anumită presiune a utilajelor agricole. La solurile pe care s-au aplicat irigații cu apă ce conține suspensii și săruri porozitatea va avea valori mai mici.

## 4.4. MATERIA ORGANICĂ A SOLULUI

### *4.4.1. Factorii care determină viața în sol*

*Colonizarea solului* se poate realiza pe căi multiple, în sol existând o gamă variată de viețuitoare care se deplasează prin mijloace proprii sau sunt transportate de diverși agenți. Prezența organismelor în sol este determinată de *factorii abiotici interni* și *externi*, respectiv de caracteristicile fizice și chimice ale solului și de influența factorilor exogeni, la care se adaugă *factorii biotici*, care implică interacțiunea între organisme.

Solul poate constitui și un mediu restrictiv pentru diverse organisme, datorită caracteristicilor intrinseci ale solului (textură, volum edafic util redus, aerație deficitară etc.). Întrucât lumbricidele ingerează sol și resturi vegetale, ele sunt prezente în număr foarte mic sau sunt absente în solurile nisipoase dar și în cele argiloase, cu exces de apă. Cele mai multe microorganisme din sol au, în general, dimensiuni <0,3 μm, iar bacteriile ocupă porii cu dimensiuni de 0,2–1,2 μm care au frecvență mai mare în solurile cu textură argiloasă și lutoasă decât în cele nisipoase (Hassink *et al.*, 1993).

Solurile compactate, cu porozitate scăzută, limitează circulația verticală a faunei cu sensibilitate ridicată la variațiile de temperatură și umiditate. pH-ul solului este un factor abiotic selectiv pentru faună. Protozoarele se caracterizează printr-o relativă toleranță față de pH, acestea fiind capabile să trăiască și să se reproducă în medii cu pH variind în intervalul 3,5-9,7, în timp ce anelidele (viermii din sol) sunt sensibile la valori ale pH-ului mai mic de 4,4 și mai mare de 10.

Dintre factorii abiotici externi, temperatura influențează considerabil distribuția faunei, pentru majoritatea solurilor evidențiindu-se o stratificare

verticală descendentă sub aspect numeric. Vântul poate transporta diverse microorganisme, în special cele adaptate la condiții de secetă, care au sediul la partea superioară a solului. Viiturile sau apa scursă pe versant poate contribui la redistribuirea teritorială a unor microorganisme, cu precădere a celor adaptate la umiditate ridicată (colembole).

Mamiferele din sol sunt capabile să se deplaseze prin mijloace proprii, să-și schimbe rapid habitatul dacă acesta își modifică caracteristicile, dar și să transporte organisme de talie mică dintr-un loc în altul, participând astfel activ la colonizarea solului. În decursul istoriei recente a Terrei omul a fost un factor activ în răspândirea voită sau accidentală a unor specii de pe un continent pe altul. Astfel, omul a contribuit la colonizarea accidentală a solului din Noua Zeelandă cu viermi de origine europeană (*Lumbricus rubellus*, *Eisenia foedita*) (Pesson, Bachelier *et al.*, 1971).

În cazul solurilor tinere sau al celor din condiții extreme de mediu întâlnim o floră săracă, reprezentată prin plante inferioare (mușchi, licheni) care utilizează în mică măsură energia solară. Dacă condițiile sunt favorabile, pe sol se instalează plante pioniere care folosesc superior energia solară, având ca efect mărirea biomasei, diversificarea vieții în sol și intensificarea respirației solului. Într-un stadiu incipient de evoluție a ecosistemelor raportul fotosinteză (F) respirație (R) este supraunitar (F/R>1) și, odată atins stadiul de climax, raportul devine unitar (F/R=1), etapă caracterizată prin maximul acumulării de biomasă, mare diversitate a speciilor și grad ridicat de stabilitate (climax) (Hans, 1980).

În acest context, al echilibrării transferurilor de materie și energie, solul va fi în echilibru cu factorii de mediu, stadiu cunoscut ca "*pedoclimax*".

### *4.4.2. Organismele din sol*

Solul este suportul și sediul desfășurării vieții pentru organismele vii (plante și animale), dar în același timp resturile organice moarte se întorc în sol, unde vor fi descompuse. În sol există două tipuri de materie organică: cea vie, denumită și *edafon* (Filipov, Lupașcu, 2003), și materia organică moartă, intens transformată, cunoscută sub denumirea de *humus*.

Partea organică a solului este constituită din humus (80%), rădăcinile arborilor și plantelor (10%) și edafonul (10%).

În funcție de activitatea organismelor din sol, acestea sunt producătoare, consumatoare și descompunătoare. Producătorii lasă în sol cantități importante de materie organică, care sunt preluate de reprezentanții celorlalte verigi trofice

BCU "ION CREANGĂ" UNIVERSITY LIBRARY

şi fixează carbonul provenit din $CO_2$ atmosferic, pe parcursul fotosintezei. Consumatorii primari reprezentaţi prin insecte, artropode, moluşte, nematode şi viermii din sol (macrofauna) fragmentează ţesuturile creând posibilitatea unui atac mai rapid pentru microfaună şi microfloră. Astfel, dacă acţiunea macrofaunei este de natură fizică şi chimică, microfauna şi microflora acţionează preponderent biochimic (enzimatic). Organismele din sol ingerează materie organică, care este digerată şi asimilată. Reziduurile nedigerate combinate cu enzime şi azot sunt eliminate sub formă de excreţii. Acestea sunt îmbogăţite în azot, bacterii şi enzime şi contribuie la creşterea fertilităţii solului. Nutrienţii eliberaţi prin procesul de descompunere a materiei organice sunt accesibili plantelor, contribuind la dezvoltarea acestora.

Solul include o gamă largă de organisme, de la cele simple, unicelulare (alge, fungi, bacterii), de dimensiuni microscopice, care constituie micro-organismele solului, până la cele complexe (artropode, anelide, mamifere mici etc.).

În literatura de specialitate sunt prezentate numeroase clasificări ale organismelor din sol, unul din criteriile diferenţierii acestora fiind dimensiunea. Pe baza acestui criteriu au fost separate: *microorganisme*, respectiv cele cu lungimi mai mici de 0,2 mm, incluzând microfauna şi microflora; *mezofauna,* care cuprinde nevertebratele (artropode, anelide, nematode şi moluşte), şi *macrofauna*, reprezentată prin vertebratele a căror viaţă se desfăşoară în mare parte în sol (White, 1997). Pe baza dimensiunii, Bonneau şi Souchier (1994) diferenţiază *microfauna* (<2 mm), *mezofauna* (0,2-4 mm), *macrofauna* (4-80 mm) şi *megafauna* (>10 cm).

Altă clasificare are în vedere diametrul organismelor, distingând *macroorganisme*, cu diametru >2 mm, *mezoorganisme*, cu diametru de 0,2-2 mm, şi *microorganisme*, mai mici de 0,2 mm, care pot fi observate cu ajutorul instrumentelor optice de mărit (http://interactive.usask.ca).

La rândul lor, microorganismele din sol sunt clasificate în funcţie de modul de nutriţie (*heterotrofe* şi *autotrofe*), evoluţie (*procariote* şi *eucariote*) şi respiraţie. Ultimul dintre criterii are importanţă în pedogeneză, pe baza acestuia fiind separate microorganisme *aerobe* (care utilizează $O_2$ liber), *facultativ aerobe* (care consumă în respiraţie $O_2$ liber dar îl pot utiliza şi din compuşi anorganici, ex. $NO_2$) şi *obligatoriu anaerobe* (care trăiesc în lipsa oxigenului).

### 4.4.2.1. Microfauna și microflora

*Lichenii* formează asociații simbiotice între fungi și alge, interacțiunea celor două conducând la formarea unui talus. Din multitudinea speciilor cunoscute, importante în pedogeneză sunt cele care populează habitate constituite din roci (ordinul *Pyrenocarpales*).

***Protozoarele***

Protozoarele sunt organisme unicelulare, microscopice, dar unele pot ajunge la dimensiuni macroscopice. În funcție de caracteristicile morfologice și de modul de hrănire au fost separate mai multe grupe. Dintre acestea, ciliatele au rol în menținerea populației de bacterii, unele sunt prădătoare, iar altele consumă substanțe organice dizolvate (Paul, Clark, 1989).

În sol protozoarele contribuie la formarea structurii solului, accelerează circuitul nutrienților și au rol activ în viața altor grupe de microorganisme. La fel ca și în cazul bacteriilor, numărul protozoarelor este mai mare în zona rizosferei.

Numeric, populația protozoarelor este influențată de textură după cum urmează: în solurile argiloase există un număr mare de protozoare de dimensiuni mici (flagelate) iar în solurile cu textură mai grosieră sunt frecvente protozoarele mai mari (ciliate, amoebe) (Tugel *et al.*, 2001).

**Microflora**

*Microfauna cuprinde indivizi cu dimensiuni microscopice, în general sub 0,2 mm, cu formă efilată, ceea ce le permite pătrunderea în capilarele solului.* În cadrul acestei categorii sunt incluse bacteriile, actinomicetele și ciupercile (fungii).

Microfauna solului include gruparea vieţuitoarelor cu cea mai mare răspândire de pe Glob, populând chiar și zonele cele mai puțin favorabile vieții, din Antarctica până în zonele deșertice.

Întrucât condițiile de viață sunt foarte diferite, distribuția microorganismelor în sol este inegală. Dezvoltarea microoganismelor este determinată de condițiile interne ale solului și de prezența surselor de hrană. Cea mai mare concentrare de microorganisme se găsește în apropierea rădăcinilor (rizosferă) care secretă substanțele necesare nutriției (proteine, zaharuri) (fig. 4.4). La suprafața solului, litiera conține un număr mare de microorganisme, dar ca pondere domină fungii. La suprafața agregatelor structurale din partea superioară a solului există o concentrare mai mare de microorganisme decât în interiorul acestora.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Microorganismele participă activ la circuitul elementelor în natură şi la fixarea unor elemente în plante.

Nutrienţii se găsesc în sol la suprafaţa particulelor elementare, încorporaţi în materia organică şi dizolvaţi în soluţia solului. O parte din elementele nutritive prelevate din sol de către plante şi fixate în moleculele organice se realizează prin intermediul microbilor (microorganismelor).

Dacă microfauna are un rol minor în extragerea nutrienţilor metalici (fier, magneziu), ea are în schimb un rol important în procesul de fixare (N este fixat de bacteriile fixatoare – *Rhizobium*).

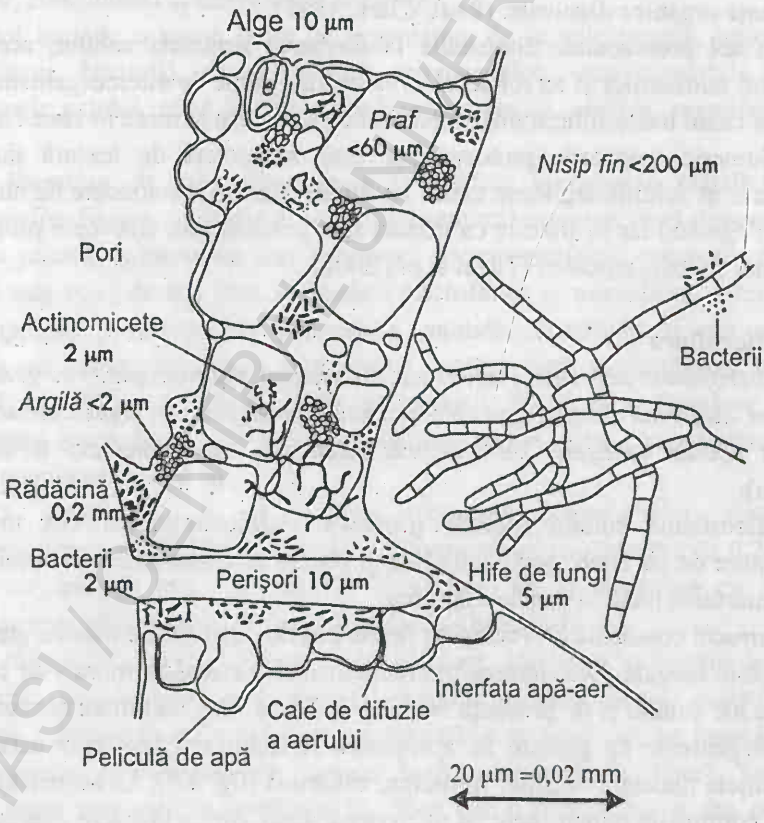



**Figura 4.4.** Particule minerale, pelicule de apă şi spaţiul respiraţiei microorganismelor în sol (după Rowll, 1994, citat de Gerrard, 2000)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Bacteriile***

*Bacteriile reprezintă cel mai numeros grup de organisme unicelulare din sol, cu dimensiuni de 0,2-10 μm* (Bonneau, Souchier *et al.*, 1994). În natură există o gamă variată de bacterii (peste 200 genuri) care populează medii diferite. În sol concentrarea cea mai mare a bacteriilor este asociată orizontului de suprafață, caracterizat prin prezența materiei organice. Într-un gram de sol există un număr foarte mare de bacterii (bilioane).

Clasificarea bacteriilor se realizează pe baza mai multor criterii:

– după necesarul de oxigen, bacteriile pot fi aerobe și anaerobe.

– în funcție de specializare, bacteriile au fost împărțite în patru grupuri: cele mai multe participă la *procesul de descompunere*, consumând carbonul produs de rădăcinile plantelor și de litieră; al doilea grup îl formează bacteriile care *trăiesc în mutualism*, dezvoltându-se în parteneriat cu plantele; al treilea grup este reprezentat de *bacteriile patogene*, care afectează plantele; ultimul grup este cel mai important pentru procesele pedologice, inclusiv în circuitul unor elemente în natură, întrucât acestea obțin energia din compuși cu azotul, fierul, sulful și carbonul.

***Bacteriile patogene.*** Genul *Bacillus* este reprezentat printr-o gamă largă de specii, aerobe sau anaerobe; unele produc antibiotice cu rolul de a distruge alte bacterii, altele produc germeni cu efect letal asupra animalelor și omului.

*Bacillus anthrachis* se transmite la animale și mai departe la om, are habitatul în sol și se poate răspândi după inundații, topirea zăpezilor sau prin intermediul insectelor hematofage, putând duce la apariția epizootiilor (Perianu, 1996). Acest bacil este foarte rezistent la variațiile condițiilor de mediu, fiind activ la temperaturi de la -5 la 75°C, la pH 2-8 și toleranță la NaCl de peste 25%.

Din aceeași categorie a speciilor patogene amintim *Clostridium tetani* și *C. botulinum*.

***Bacteriile fixatoare de azot.*** Acestea conviețuiesc pe rădăcinile leguminoaselor, formând nodozități ușor vizibile. Planta pune la dispoziția acestora carbon iar bacteriile transformă $N_2$ atmosferic în forme accesibile plantei. Cele mai cunoscute bacterii capabile să fixeze $N_2$ simbiotic sunt *Rhizobium* și *Bradyrhizobium*, care invadează rădăcinile foarte subțiri ale leguminoaselor, creează nodozități, dezvoltându-se în simbioză intracelulară (Paul, Clark, 1989). Prin acțiunea unor bacterii fixatoare de azot cum este *Rhizobium* se apreciază că solul primește peste 100 kg azot/ha/an, în timp ce altele (*Azotobacter chroococcum, Agrobacter radiobacter* etc.) au o contribuție

modestă la acest proces. Prin urmare, dacă nu sunt utilizate îngrăşămintele minerale pe bază de azot, îmbogăţirea solului în acest element se poate realiza prin rotaţia leguminoaselor.

***Bacteriile nitrificatoare*** transformă amoniacul ($NH_4^+$) în nitriţi ($NO_2^-$) şi apoi în nitraţi ($NO_3^-$), proces biochimic denumit *nitrificare* (fig. 4.5). Bacteriile care participă la procesul de transformare (oxidare) se împart în două grupe: prima, constituită din bacterii autotrofe, transformă amoniacul în nitriţi şi este reprezentată de *Nitrosomonas* şi *Nitrosospira*; a doua grupă, reprezentată de *Nitrobacter*, oxidează nitriţii în nitraţi, cu eliberare de energie (Hodges, 2004).

Întrucât nitraţii sunt anioni, au mobilitate ridicată în sol, fiind preluaţi în soluţia solului şi deplasaţi descendent sau lateral. Aceştia sunt potenţial toxici în cazul în care concentraţia este ridicată şi ajung până în freatic. În cazul solurilor cu textură nisipoasă şi al cantităţilor mari de precipitaţii sau al dozelor mari de apă prin irigaţii nitraţii sunt îndepărtaţi din zona de acţiune rădăcinilor.

Întrucât nitrificarea este un proces aerob, acesta este dependent de conţinutul în oxigen, de temperatură, umiditatea şi reacţia solului (Müler, 1968). Bacteriile nitrificatoare preferă solurile de la slab acide la alcaline (6,6-8). Condiţiile extreme, determinate de modificarea unuia dintre factorii anterior amintiţi, inhibă procesul de nitrificare.

Pentru zona temperată condiţiile de nitrificare sunt optime primăvara şi defavorabile iarna şi vara, în timp ce în zona deşertică fixarea azotului în soluri este redusă.

Procesul de nitrificare este favorabil pentru creşterea fertilităţii solului, dezvoltarea în bune condiţii a plantelor depinde de acest proces.

Nitrificarea poate avea efecte negative când, prin eroziunea solului, nitraţii ajung în lacuri (iazuri) ducând la exacerbarea dezvoltării algelor şi plantelor, fenomen denumit eutrofizare; nitraţii din apa freatică creează probleme de sănătate copiilor şi animalelor.

Una din problemele practice ale agriculturii este diminuarea pierderii de azot; din acest considerent se utilizează îngrăşăminte chimice pe bază de azot şi uree. Utilizarea fertilizanţilor are ca efect diminuarea acidităţii solului, motiv pentru care se impune un management riguros al dozelor aplicate.

***Bacteriile denitrificatoare.*** Denitrificarea enzimatică constă în reducerea microbiană în condiţii de exces de umiditate a $NO_3^-$ în $NO_2^-$ şi ulterior în formele gazoase $N_2O$ şi $N_2$, care se pierd în atmosferă (Paul, Clark, 1989,

Hodges, 2004) (fig. 4.5). Denitrificarea se desfășoară sub acțiunea bacteriilor heterotrofe din genul *Pseudosomonas, Bacillus* și *Aligalicenas.*

Factorii care influențează procesul de denitrificare sunt: prezența nitraților ($NO_3^-$), existența unei rezerve de carbon metabolizabil, umiditatea, aerația, temperatura și pH-ul solului. Sursa de carbon metabolizabil se regăsește în conținutul de materie organică din sol care poate fi descompusă. Bacteriile denitrificatoare preferă solurile cu pH apropiat de neutru spre slab alcalin (6-8).

În practică, diminuarea pierderilor de N prin denitrificare se realizează prin menținerea aerației corespunzătoare a solului și a pH-ului de la moderat acid (5,5) la neutru.

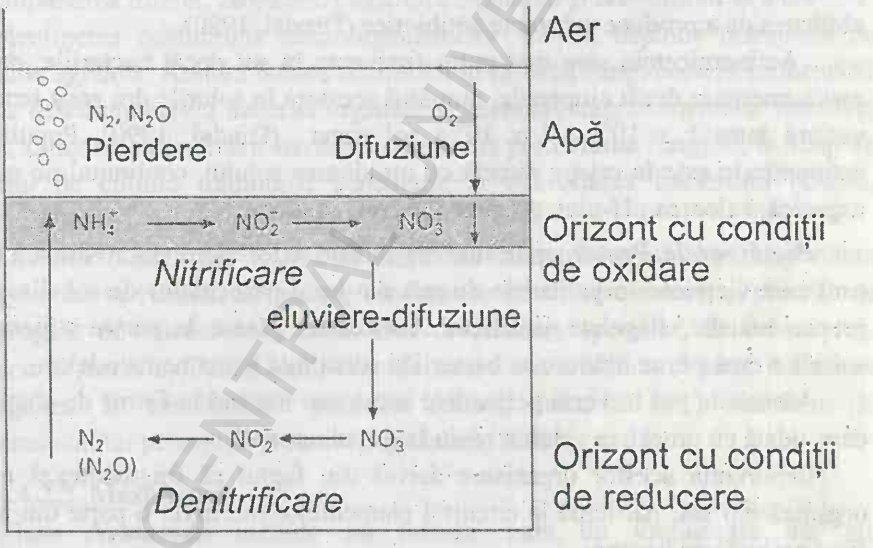



**Figura 4.5.** Nitrificarea și denitrificarea în sol (White, 1997)

***Sulfobacteriile.*** Unele bacterii (*Artrobacter, Bacillus, Micrococcus* și *Pseudosomonas*), actinomicete și anumiți fungi pot să oxideze compușii anorganici cu sulf (Paul, Clark, 1989). Reducerea formelor anorganice din compușii cu sulf poate avea loc în solurile cu exces de umiditate sub acțiunea genului *Desulfovibrio desulfuricans.* Organismele reducătoare folosesc oxigenul din acești compuși în procesul de respirație, produsul final fiind hidrogenul sulfurat.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Sulful organic din sol este prezent în anumiți aminoacizi constituenți ai proteinelor, dar și în substanțe humice, este inacesibil plantelor și nu poate fi utilizat decât după trecerea lui în forme minerale, prin intermediul descompunerii microbiene (Chiriță, 1974).

***Actinomicetele.*** Actinomicetele constituie o grupare a bacteriilor caracterizate prin prezența hifelor, ceea ce le apropie ca aspect de fungi. Acestea sunt microorganisme aerobe.

Importanța ecologică a actinomicetelor din sol derivă din capacitatea acestora de a degrada substanțele organice, în special cele greu biodegradabile (celuloză, chitine etc.), fiind active la pH alcalin și puțin tolerante la valori <5.

Din grupul acestora un număr redus este constituit din actinomicete patogene pentru om, plante și animale, iar altele sunt cunoscute în special prin abilitatea de a produce substanțe antibiotice (Dindal, 1990).

Actinomicetele sunt mai puțin frecvente în sol decât bacteriile, dar sunt mai numeroase decât ciupercile, numărul acestora în solurile din zona temperată variind între $1 \times 10^5$ și $1 \times 10^8$/g sol uscat (Dindal, 1990). Populația de actinomicete este în relație directă cu umiditatea solului, conținutul de material organică, valoarea pH-ului, grosimea și tipul solului.

***Protozoarele.*** Protozoarele sunt organisme unicelulare, microscopice (5-100 μm) care viețuiesc în peliculele de apă din jurul particulelor de sol. Există trei grupe: amoebe, flagelate și ciliate. Acestea se găsesc la partea superioară a solurilor drenate, se hrănesc cu bacterii și constituie hrana nematodelor.

Amoebele pot traversa perioadele secetoase trecând în forme de chist, după care, odată cu umezirea solului, revin la starea normală.

Importanța acestor organisme derivă din faptul că fragmentează materia organică din sol, participă la circuitul elementelor nutritive, o parte din acestea fiind preluate de bacterii.

***Ciupercile (fungii).*** Ciupercile sunt organisme microscopice, având corpul alcătuit din filamente miceliene care pot forma fructificații de diferite forme și dimensiuni (Neacșu, Apostolache-Stoicescu, 1982).

Ciupercile, la fel ca și bacteriile, contribuie la descompunerea materiei organice din sol și participă la circuitul elementelor în natură. Specializarea acestora este dată de caracteristicile fiziologice și morfologice.

*Ciupercile parazite* și cele care trăiesc în simbioză (micoriză) au un rol important asupra producției vegetale și efecte indirecte asupra solului, în timp ce

*saprofitele* contribuie la descompunerea resturilor vegetale, participând activ la circuitul nutrienţilor în ecosisteme. Acestea acţionează asupra părţilor mai greu biodegradabile (lignină, celuloză) care sunt transformate în compuşi mai simpli, ce vor fi utilizaţi de alte grupe de vieţuitoare. Prin urmare, fungii au rol de descompunători ai litierei şi altor compuşi organici, producând diverşi acizi care participă la alterarea biochimică a mineralelor şi rocilor (Müler, 1968). Aceste microorganisme pot coloniza rădăcinile plantelor, iar în schimbul carbonului organic solubilizează fosforul, îmbogăţind solul în nutrienţi. Anumite specii parazitează rădăcinile plantelor, producând maladii la nivelul acestora, cu efecte în diminuarea recoltelor.

Microfauna solului are un rol important în ecosistem, contribuind la descompunerea litierei, asigurând circuitul carbonului şi nutrienţilor în sol.

Menţinerea echilibrului microorganismelor din sol depinde nemijlocit de practicile agricole. Arătura induce schimbări în raportul fungi/bacterii influenţând rata de descompunere a materiei organice şi accesibilitatea elementelor nutritive. Astfel, diminuarea cultivării terenului determină proliferarea fungilor, în timp ce sistemul de cultură tradiţional contribuie la dezvoltarea bacteriilor (Gupta, Roget, 2004).

***Lichenii*** rezultă din relaţia de simbioză dintre fungi şi alge. Importanţa pedogenetică se rezumă la procese biochimice de alterare a rocii şi procese de dezagregare de intensitate redusă. Din diversitatea speciilor de licheni (ex. *Verrucaria fuscella* (Turn.) Ach., *Placolecanora muralis* (Schreb) Räs.)) cei care se regăsesc în ecosistemele petrofite (tufuri, dolomite etc.) contribuie la formarea solului pe suprafaţa rocii (Begu *et al.*, 2005).

#### 4.4.2.2. Mezofauna

Clasa *Nematoda* include un număr mare de vieţuitoare din sol caracterizate prin corp alungit, nesegmentat, de formă cilindrică, cu lungimi în general sub 1-1,5 mm.

În funcţie de specializare au fost diferenţiate trei grupuri: *saprofite, prădătoare* şi *parazite.*

Nematodele saprofite au un rol important în sol prin fragmentarea materiei organice; pun în libertate elemente nutritive pentru plante; constituie o componentă în formarea structurii solului; îmbunătăţesc infiltrarea apei şi drenajul solului. Acestea sunt organisme bine adaptate la mediu iar respiraţia prin piele le permite să traverseze perioadele secetoase prin închistare.

Nematodele prădătoare se hrănesc cu bacterii, ciuperci şi alte organisme unicelulare (protozoare şi alte nematode), prin urmare distribuţia lor este determinată de sursa de hrană, densitatea fiind mai mare în stratul bogat în humus în care se găseşte un număr mare de rădăcini.

Aceste microorganisme preiau amoniacul din bacterii şi ciuperci, care constituie hrana lor, şi eliberează azotul în forme mai stabile care pot fi utilizate de plante sau de alte organisme. Unele bacterii şi fungi pot parazita nematodele şi în acest caz cele din urmă contribuie la dispersia celor dintâi în sol.

Nematodele parazite atacă rădăcinile plantelor, creând probleme majore speciilor cultivate.

Fluctuaţia indivizilor este determinată de modul de utilizare a terenului, numărul acestora este mai mic în cazul solurilor agricole, indicând faptul că intervenţia antropică are efecte negative asupra grupului trofic. În general, concentraţia maximă a indivizilor se înregistrează în primii cm (20 cm) ai solului, dar numeric se stabileşte o corelaţie inversă cu densitatea solului şi directă cu carbonul şi azotul total din sol (Meng *et al.*, 2006).

Unii specialişti apreciază faptul că nematodele constituie un indicator al calităţii solului, întrucât numărul acestora variază mai puţin la schimbările naturale ale mediului (temperatură, umiditate) comparativ cu ciupercile şi bacteriile.

***Artropodele*** sunt organisme nevertebrate, având corpul format din segmente, cu mai multe membre şi suprafaţa corpului acoperită de un schelet chitinos (fig. 4.6). Din încrengătura *Arthropoda* fac parte scorpionii, a căror importanţă pedogenetică se reduce la crearea de mici galerii, dar cu o importanţă ecologică deosebită, constând în menţinerea echilibrului numeric pentru alte organisme.

Colembolele şi acarienii constituie două grupuri de microartropode, aparţinând mezofaunei care contribuie la descompunerea resturilor vegetale în solurile utilizate agricol, au rol stabilizator pentru microagregate de sol şi controlează populaţia de fungi la nivelul micorizei (Benckiser, ed., 1997). Acarienii sunt consideraţi ca fiind cele mai numeroase organisme edafice. Acestea se hrănesc în mod diferit, cu resturi organice, unele sunt parazite iar altele sunt prădătoare.

BCU "I.C. BRĂTIANU" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

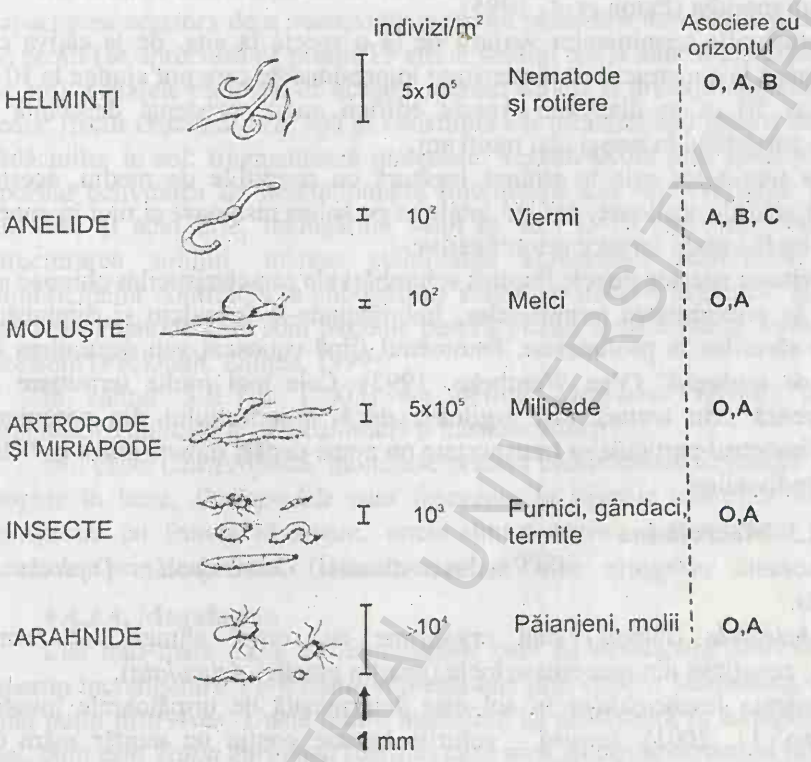



**Figura 4.6.** Clasele importante ale faunei solului, dimensiuni și număr pentru un sol format sub vegetație ierboasă (Singer, Munns, 1987)

În general, rolul artropodelor în sol constă în mărunțirea resturilor organice, pregătind astfel o suprafață mai mare de atac pentru viețuitoarele inferioare. Această categorie, prin numărul membrilor, formează categoria dominantă de organisme din ecosistemele forestiere nemorale situate în emisfera nordică.

Secrețiile artropodelor sunt formate dintr-un amestec organo-mineral care reprezintă o sursă de nutriție pentru bacterii și fungi.

***Termitele*** au rol important în amestecul materialului de sol, cele mai multe specii găsindu-se în zona tropicală și subtropicală, dar putând ajunge până la 45° lat. N și S. Densitatea termitierelor pe unitatea de suprafață variază invers proporțional cu dimensiunea acestora; astfel, în Zambia pot să apară 5.000

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

termitiere de dimensiuni mici/ha, 18-86 de dimensiuni medii/ha şi 2-12 de dimensiuni mari/ha (Paton *et al.*, 1995).

Dimensiunile termitierelor variază de la o specie la alta, de la câțiva cm înălțime până la construcții de dimensiuni impresionante care pot ajunge la 10 m înălțime şi 30 m în diametru. Aceste edificii au o rezistență deosebită la eroziune, persistând în peisaj mai mulți ani.

Viața termitelor este în strânsă legătură cu condițiile de mediu, acestea preferând solurile argiloase, nefiind întâlnite pe soluri nisipoase şi nici în zonele montane cu fluctuații termice semnificative.

Activitatea acestor insecte implică schimbări ale caracteristicilor chimice ale solurilor în proximitatea termitierelor, îmbogățindu-le în calciu şi diminuând levigarea sărurilor în profunzime, fenomenul fiind cunoscut sub denumirea de „*efectul de umbrelă*" (Van Wambeke, 1992). Cele mai multe termitiere se caracterizează prin textură mai argiloasă decât a teritoriului din apropiere, întrucât diametrul particulelor transportate nu poate depăşi dimensiunea cavității bucale a indivizilor.

**4.4.2.3. Macrofauna**

În această categorie sunt incluse clasele: *Gasteropoda, Diploda* şi *Chilopoda*.

***Lumbricidele*** (râmele) sunt organisme cu corpul alungit, de formă cilindrică, constituit din numeroase inele (aparțin genului *Articulata*).

Abundența lumbricidelor în sol este determinată de următoarele însuşiri (*USDA*, no. 11, 2001): *textură* – solurile lutoase conțin un număr mare de indivizi în timp ce solurile nisipoase şi argiloase sunt mai sărace; *conținutul de materie organică din sol* – solurile bogate în materie organică au un număr ridicat de lumbricide; *umiditatea şi drenajul solului* – lumbricidele preferă solurile umede cu drenaj bun.

Adâncimea de pătrundere a lumbricidelor este determinată de climatul intern al solului. În perioadele cu temperaturi scăzute sau în cele secetoase lumbricidele se retrag în orizonturile profunde ale solului, diminuându-şi funcțiile vitale; *profunzimea* – solurile puțin profunde sunt medii restrictive pentru lumbricide; *reacția solului* – în solurile acide (pH<5) lumbricidele se găsesc în număr foarte mic sau sunt absente.

Lumbricidele sunt adaptate la condiții diferite de viață în sol. O clasificare ecologică a lumbricidelor ce vizează teritoriul Europei Centrale cuprinde trei categorii: *speciile epigee*, adaptate la condițiile din prima parte a profilului, *specii endogee*, cu frecvență mare în orizonturile minerale profunde, şi o categorie intermediară de lumbricide cunoscute ca *anecique* (Benckiser, ed., 1997).

*Importanţa lumbricidelor în sol*: amestecul orizonturilor se realizează prin capacitatea acestora de a *transporta material* pământos ascendent şi descendent pe profil (se apreciază că primii 15 cm ai solului pot fi amestecaţi integral în 20 de ani); canalele realizate de acestea măresc aeraţia şi drenajul solului; canalele reduc riscul eroziunii prin apă şi constituie căi preferenţiale pentru pătrunderea rădăcinilor în sol; fragmentează materialul vegetal trecut prin aparatul digestiv, sporind activitatea de descompunere microbiană din sol; excreţiile lor conţin amoniac şi acid uric, îmbogăţind solul în azot (3-10 $g/m^2/an$); contribuie la structurarea solului; măresc stabilitatea agregatelor structurale; moartea lumbricidelor contribuie la îmbogăţirea solului în materie organică; în hrana lor intră şi nematode care sunt parazite pentru plante, reducându-se astfel numărul acestora (Facknath, Lalljee, 1999).

În cadrul S.R.T.S. (2003) s-a definit *caracterul vermic*, proprietate diagnostică aplicată la cernoziomuri şi kastanoziomuri.

Din clasa *Gasteropoda*, moluştele preferă ecosistemele forestiere şi solurile bogate în baze, *Diplopodele* sunt frecvente în litierele pădurilor tropicale şi temperate cu frunze căzătoare, unele dintre acestea pot traversa perioadele secetoase prin deshidratare (Benckiser, ed., 1997).

#### 4.4.2.4. Megafauna

Cea mai mare parte a vieţuitoarelor care îşi desfăşoară activitatea în sol aparţin încrengăturii *Vertebrata*, reprezentate prin clasele *Mammalia, Reptilia* şi mai puţin prin *Aves*. Unele dintre mamifere îşi desfăşoară în întregime viaţa în sol, cum este *Talpa europaea* (cârtiţa) care sapă galerii contribuind la amestecul materialelor, rezultând neoformaţiuni biogene denumite *krotovine* (gr. *krot*=cârtiţă). Aceste neoformaţiuni pot fi recunoscute în sol prin forma rotundă sau eliptică şi culoare diferită de cea a orizontului unde se găsesc.

Alte mamifere îşi desfăşoară activitatea parţial în sol, acesta fiind adăpostul şi locul unde îşi depozitează rezervele de hrană. Din a doua categorie fac parte mamiferele care populează stepele şi silvostepele (şoarecele de câmp, şoarecele scurmător de pădure, şoarecele pitic etc.). Printre reprezentanţii faunei de talie mai mare, care sapă galerii în sol, pot fi amintiţi cei care aparţin familiei *Leporidae*.

### *4.4.3. Rolul faunei în sol*

În funcţie de caracteristicile de ansamblu ale mediului, există o multitudine de organisme care prin activităţile vitale contribuie la modificarea caracteristicilor fizice, chimice, biochimice şi biologice ale solului. În profilul de sol distribuţia organismelor este inegală, cele mai multe populând partea superioară

a solului, dar activitatea acestora este diferențiată în funcție de capacitatea de deplasare în profil.

Fauna din sol are influențe directe asupra proprietăților fizice ale solului prin: *crearea de galerii*, *transportul* materialului de sol (ascendent și descendent) și *fragmentarea materialului vegetal*.

*Transportul materialelor prin intermediul pedofaunei* modifică caracteristicile chimice ale solului. În cazul cernoziomurilor, transportul materialelor minerale către suprafață condiționează îmbogățirea în calciu a orizonturilor superioare și menține ridicat gradul de saturație în baze. Încorporarea în sol a resturilor vegetale contribuie la îmbogățirea părții superioare a solurilor din stepe în humus și în azot, iar modificările de natură chimică și biochimică ale acestora duc la creșterea stabilității agregatelor structurale. *Rolul pedofaunei în fragmentarea materialului vegetal este esențial.* În zona temperată, la nivelul litierei acționează succesiv diverse organisme, unele dintre acestea fiind coprofage, ceea ce contribuie la *fragmentarea materialului vegetal* și la mărirea potențialul enzimatic al solului. Organismele care acționează la nivelul litierelor au rol selectiv. Unele nu pot digera celuloza, hemiceluloza sau lignina, dar între două treceri ale materialului vegetal prin tubul digestiv, excrementele sunt colonizate de ciuperci sau de bacterii care atacă acești constituenți organici (Pesson, Bachelier *et al.*, 1971).

În cazul solurilor din zona tropicală, termitele mineralizează în întregime resturile vegetale, situație care diferă de acțiunea lumbricidelor din zona temperată.

Indirect, canalele create de diversele viețuitoare din sol (mai ales speciile aparținând genului *Articulata*) măresc capacitatea de infiltrare a apei, contribuind la diminuarea eroziunii solului (Van Breemen, 1993), mai ales în perioada ploilor torențiale. În anumite ecosisteme prin consumul litierei de la suprafața solului se diminuează cantitatea de materie organică inclusă în sol, crescând astfel capacitatea de eroziune a solului (Van Breemen, 1993).

## 4.5. HUMUSUL

***4.5.1. Sursele de materie organică*** sunt reprezentate prin părțile aeriene și subterane ale plantelor ierboase și lemnoase la care se adaugă resturile de origine animală. La sfârșitul ciclului de viață toate acestea sunt supuse degradării în substanțe tot mai simple de către diversele viețuitoare din sol.

Cantitatea de materie organică ajunsă la suprafața solului depinde de tipul ecosistemului.

Într-o pădure, cantitate de materie organică ajunsă la suprafața solului depinde de tipul pădurii și de vârsta acesteia, la care se adaugă climatul (temperatura) și condițiile de la suprafața solului (drenajul, stagnarea apei etc.). Litiera, exprimată în t/ha/an se diminuează în ordinea: păduri tropicale (30) → savană (9,5) → pășuni temperate (7,5) → păduri cu frunze căzătoare din zona temperată (11,1) → păduri boreale (7,5) → tundră (1,5) (Gerrard, 2000).

Pentru vegetația ierboasă, cantitatea de materie organică produsă este dependentă de caracteristicile solului, scăzând de la solurile bine aprovizionate în elemente nutritive spre cele sărace sau care au unele elemente în exces. În zona cernoziomurilor, cantitatea de materie organică uscată de la suprafața solului este de aproximativ 7 t/ha, la care se adaugă aproximativ 25 t resturi vegetale provenind din rădăcini, dar scade în cazul solonețurilor la 5 t/ha materie organică la suprafață și 13 t/ha din rădăcini (Krasilnikov, 1958). Vegetația cultivată contribuie cu cantități mai mici de materie organică întrucât densitatea de plante pe unitatea de suprafață este controlată. Astfel, plantele anuale lasă în sol o cantitate de materie vegetală de 3-4 t/ha în timp ce plantele perene (lucerna, trifoiul) au un aport mai substanțial (3-12 t/ha) (Blaga *et al.*, 1996).

Descompunerea litierei are rol important în circuitul nutrienților, ceea ce a condus la ipoteza conform căreia unele plante încurajează dezvoltarea comunităților din sol în vederea descompunerii rapide a litierei. Într-un studiu recent (Ayres *et al.*, 2006) efectuat pe litieră de foioase (*Fagus sylvatica, Acer pseudoplatanus* și *Picea sitchensis*), pe baza unor indicatori care au avut în vedere monitorizarea faunei (respirația, activitatea metabolică a descompunătorilor și mineralizarea carbonului) s-a demonstrat că speciile de plante nu încurajează dezvoltarea comunităților specializate în fragmentarea rapidă a litierei decât în faza inițială de descompunere.

***Materia organică a solului*** *include toți constituenții organici, respectiv țesuturile vii de plante și animale (biomasa), fragmentele organice moarte și produsele rezultate prin descompunerea acestora,* în timp ce ***humusul*** se referă la *materia organică înaintat transformată, care include numai substanțele humice.*

Materia organică a solului este constituită din: *substanțe organice cu masă moleculară mare* (polizaharide și proteine), *substanțe mai simple* (zaharuri, aminoacizi) și *substanțe humice.*

*Condițiile care influențează transformarea materiei organice sunt reprezentate prin următorii factori*:

– *compoziția reziduurilor organice*. Resturile organice de la plantele tinere sunt descompuse mai rapid decât cele ale plantelor mature, bogate în celuloză și hemoceluloză, substanțe greu biodegradabile, a căror transformare în compuși mai simpli se poate realiza în câțiva ani.

– *temperatura* are un rol important în mineralizarea materiei organice, influențând în mod direct activitatea descompunătorilor.

– *umiditatea* ideală trebuie să se mențină ușor sub limita capacității de câmp. Excesul de umiditate reduce drastic mineralizarea materiei organice în timp ce la uscăciune se inhibă activitatea unor descompunători, care trec în stadiu de chist.

– *menținerea populației de descompunători*. Dezechilibrul factorilor de mediu conduce la diminuarea sau chiar dispariția unor grupuri de indivizi, cu consecințe directe asupra transformării materiei organice.

### *4.5.2. Tipurile de humus*

Humusul poate fi de mai multe tipuri, diferențierea acestuia având la bază caracteristicile morfo-funcționale și compoziția chimică (Bonneau, Souchier, 1994). Pe baza acestor caracteristici au fost identificate trei tipuri: *mull, moder și mohr*.

*Humusul de tip mull* rezultă în urma humificării intense a materiei organice, formarea acestuia fiind datorată intensei activități a bacteriilor și ciupercilor din sol (Müler, 1968). Chimic, acest tip este caracterizat prin valori ale reacției neutre și ușor alcaline, raport C/N<15 și caracteristici favorabile formării complexelor organo-minerale stabile (fig. 4.7).

Acest tip de humus este caracteristic stepelor (unde predomină cernoziomurile), pădurilor de foioase cu vegetație ierboasă bogată și solurile de tip faeoziom (*cf.* S.R.T.S., 2003), dar se poate forma sau menține sub vegetația cultivată, prin înlocuirea vegetației naturale.

*Humusul de tip moder* constituie o formă de tranziție între humusul mull și mohr. Orizontul organic cu humus de tip moder se caracterizează prin prezența unui strat de litieră (Ol cu grosime de 2-3 cm), continuat cu un strat de tranziție (Of) spre cel de acumulare a humusului (Oh). Transformarea și încorporarea materiei organice în sol se realizează sub influența ciupercilor și artropodelor, dar în lipsa lumbricidelor (care pot să apară în număr redus).

Chimic, acest tip de humus se formează în condițiile unui mediu acid, ceea ce face ca raportul C/N=15-25 (fig. 4.7). Complexele organo-minerale rezultate

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sunt slab legate de partea minerală a solului. Raportul acizi huminici/acizi fulvici>1, cei huminici sunt puternic legați de partea minerală a solului.

Acest tip de humus este caracteristic solurilor formate atât sub vegetație forestieră (de rășinoase sau de amestec), cât și sub o vegetație ierboasă care include elemente acidofile.

**Figura 4.7.** Relația dintre tipurile de humus și ecologia humusului în regiunea temperată (Duchaufour, 1965)

*Humusul de tip mohr* (humusul brut) se formează în solurile din zona montană, înaltă sub o vegetație de rășinoase sau de ericacee și în solurile de la latitudini mari. Transformarea materiei organice se realizează foarte lent, ca urmare a activității biologice foarte reduse (fungi acidofili). Mineralizarea materiei organice este foarte redusă, ceea ce face ca la suprafața solului să se acumuleze un strat gros de litieră, materia organică fiind segregabilă de partea minerală.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Chimic, condițiile de mediu sunt reprezentate prin valori scăzute ale pH-ului, raportul C/N>27 ajungând la 30 sau chiar 40, iar raportul acizi huminici/acizi fulvici<1.

Acizii din materia organică pot forma cu ionii metalici de fier și aluminiu *compuși chelatici,* care sub influența apei pot fi translocați pe profil, contribuind la formarea orizonturilor Bs și Bhs.

Pentru fiecare din cele trei tipuri de humus există subtipuri formate prin acțiunea temporară a apei: *hidromull, hidromoder* și *hidromohr*, la care se adaugă tipurile rezultate în urma stagnării apei în profil în regim permanent (*turba*) sau semipermanent (*anmohr*).

*Turba* se formează prin acumularea și transformarea materiei organice sub nivelul apei freatice în condițiile unui regim reducător. Condițiile chimice diferențiază turbăriile în *turbării eutrofe* (aprovizionate cu elemente chimice, pH 6-7 și C/N≤20), întâlnite în condițiile teritoriului României în afara spațiului carpatic, și *turbării oligotrofe*, formate pe materiale sărace în elemente chimice, caracterizate prin valori mici pentru majoritatea indicatorilor chimici (pH≤4, C/N≥20).

### *4.5.3. Compoziția humusului*

*Humusul* este un amestec heterogen, constituit din produse ale alterării microbiene și din transformări chimice ale materiei organice cu proprietăți diferite de cele ale materialului din care a provenit. Acesta este alcătuit din substanțe humice cu masă moleculară mare, diferențiate după criteriul solubilității și culorii de bază a compușilor în *acizi humici*, *acizi fulvici* și *humine.*

*Acizii humici*, fracțiune a substanțelor humice, nu sunt solubili în apă în condiții de aciditate (pH<2) dar sunt solubili în soluții alcaline (bazice). Aceștia se formează în condiții de aerobioză și sunt considerați produse ale activității metabolice a bacteriilor și fungilor din sol (Krasilnikov, 1958).

Acizii humici au masă moleculară mai mare și conținut mai ridicat în C decât acizii fulvici (Wittbrodt, Palmer, 1996)

Substanțele humice constituie fracțiunea organică majoritară în sol; acestea au rol important în menținerea capacității de câmp a apei, în schimbul ionic, în tamponarea acidității, constituind o sursă de energie pentru plantele superioare (Birkkett *et al.*, 1997).

BCU "OVIDIUS" CONSTANȚA UNIVERSITY LIBRARY

*Acizii fulvici* sunt solubili în apă indiferent de valoarea pH-ului ; aceştia se păstrează în soluție după îndepărtarea acizilor humici prin acidifiere. Acizii fulvici au culori deschise de la galben-pal spre galben-brun, culori imprimate şi orizontului de suprafață.

*Huminele* formează fracțiunea substanțelor humice care nu este solubilă în apă, indiferent de valoarea pH-ului, şi nici în soluții alcaline. Acestea imprimă orizontului de sol culoare închisă (neagră).

Pe lângă substanțele humice, humusul conține şi substanțe nehumice cum sunt carbohidrații.

### *4.5.4. C organic din sol*

Materia organică a solului conține de două ori mai mult C organic decât atmosfera, prin urmare aceasta are un rol important în menținerea echilibrului $CO_2$ atmosferic.

*Raportul carbon azot (C/N)*

Prin descompunerea resturilor organice de la suprafața solului o parte din carbonul organic este fixat în țesuturile microorganismelor, altă parte se pierde sub formă de $CO_2$ iar o parte este utilizat ca sursă energetică de către microorganisme. Resturile organice vegetale moarte (aeriene şi subterane) constituie o sursă importantă de elemente nutritive şi în mod special de azot (Ranger *et al.*, 1995), care variază de la un ecosistem la altul.

Procesul de transformare a carbonului organic este însoțit de transformarea azotului organic N→NH4→NO3$^-$ (azot→amoniac→nitrați) şi în acest caz, o parte din acesta este utilizat de microorganisme. Transformarea treptată a resturilor vegetale sub influența microorganismelor are ca efect stabilirea unui raport între C şi N.

În cadrul profilului raportul C/N descreşte de la suprafață, unde există resturi vegetale spre orizonturile intermediare şi inferioare.

Acest raport este în relație directă cu o serie de factori externi solului precum tipul vegetației şi climatul.

În solurile din munții Vosgi, sub vegetație de stejari nitrificarea este mai intensă decât sub pădurea de răşinoase (Jussy, 2000). În condițiile climatului montan din „puna[25]" peruană, carbonul organic creşte odată cu altitudinea,

[25] Vegetație ierboasă.

începând de la 4.000 m în sus, pe măsură ce scade temperatura şi odată cu aceasta şi rata de descompunere a materiei organice (Wilcox *et al.*, 1988).

La factorii anterior amintiţi se adaugă cei interni solului, reprezentaţi în principal prin faună. O serie de experimente au demonstrat faptul că în compost acţiunea lumbricidelor duce la scăderea raportului C/N mai mult decât cel obţinut prin acţiunea bacteriilor (Meyer, citat de Papacostea, 1976).

*Dinamica stocului de C organic în sol*

Reducerea stocului de C organic în sol are la bază cauze naturale şi antropice reprezentate prin eroziunea solului, înlocuirea vegetaţiei naturale, incendierea vegetaţiei, drenaje etc.

O parte din C organic (15%) este stocat în ecosistemele forestiere boreale, iar modificările survenite în cadrul acestora prin defrişare, incendii induc schimbări în concentraţia $CO_2$ atmosferic şi în bilanţul C din sol la nivel global (Liski *et al.*, 1998)

În Europa şi America de Nord practicarea monoculturii pe suprafeţe mari asociată cu fertilizarea cu nutrienţi minerali a condus la scăderea conţinutului de carbon (Batjes, 1999). Înlocuirea vegetaţiei forestiere cu vegetaţie ierboasă secundară are ca efect, într-o primă etapă, diminuarea conţinutului de C organic în sol, după care urmează redresarea până la valori normale. În condiţii similare, conţinutul în C organic din solurile situate sub vegetaţie ierboasă (de prerie) este mai ridicat decât în cazul celor situate sub vegetaţie cultivată (Blanchard *et al.*, 2000).

Acumularea resturilor organice parţial descompuse în mediile cu exces de umiditate are ca efect creşterea conţinutului în C organic şi în N. Drenarea terenurilor în vederea utilizării lor în agricultură conduce la oxidarea microbiană a materiei organice acumulate şi implicit la pierderea carbonului şi azotului din sol (Flessa *et al.*, 1998).

Întrucât stocul de carbon organic se diminuează în timp, în cazul utilizării solurilor în agricultură, pentru refacerea deficitului se recomandă aplicarea de îngrăşăminte naturale de origine animală sau a îngrăşămintelor verzi.

### *4.5.5. Importanţa materiei organice în sol*

Materia organică influenţează proprietăţile fizice, chimice şi biologice ale solului.

Funcţiile materiei organice în sol pot fi sintetizate astfel:

– *funcţie de nutriţie,* prin elementele pe care le pune la dispoziţia plantelor

(N, P, K), dar și sursă de energie pentru unele microorganisme (bacteriile fixatoare de azot);

– *funcție biologică,* dată de menținerea diversității populațiilor și a numărului de microorganisme din sol (bacterii, fungi). În același timp în humus se găsesc organisme patogene care afectează plantele, substanțe alelopate rezultate din descompunerea reziduurilor organice (Schwenke, 2004);

– funcție de control al unor proprietăți ale solului, prin îmbunătățirea *proprietăților fizice* (crearea structurii contribuie la stabilirea unui raport optim între aerul și apa din sol, menținând astfel o umiditate adecvată) și *chimice* (stimularea capacității de schimb datorită coloizilor humusului, capacitate de tamponare a acidității). Prezența humusului în sol mărește rezistența acestuia la eroziunea prin apă, în primul rând ca urmare a capacității acestuia de a reține mai multă apă decât solurile fără humus și în al doilea rând prin contribuția la formarea macroporilor care permit circulația descendentă a apei în sol.

– materia organică contribuie activ la *circuitul nutrienților* în sistemul sol-apă-plantă și la *schimbul de gaze* cu atmosfera. Perturbarea unuia din factorii externi solului induce schimbări în circuitul nutrienților în sol. Incendierea pădurii are ca efect diminuarea productivității plantelor, dezechilibrul numeric al populației de microorganisme, diminuarea stocului de humus din sol și reducerea accesibilității unor elemente. Consecință a incendiilor provocate, solurile ecosistemelor forestiere cu pin de Alep din NE Spaniei (Catalonia), dar larg răspândite în bazinul mediteranean, se caracterizează printr-un deficit al nutrienților (fosfor și azot) (Eugenio *et al.*, 2006).

– materia organică prezintă importanță în clasificarea solului, majoritatea sistemelor separând solurile organice de cele minerale (*Histosoluri* în *S.R.T.S.*, 2003 și *W.R.B.-S.R.*, 2006).

Pe lângă caracteristicile pozitive, trebuie menționat că în humus se găsesc organisme patogene ce afectează plantele, substanțe allopate rezultate din descompunerea reziduurilor organice, iar pierderea azotului din litieră și din plantele ierboase determină valori mari ale raportului C/N.

Este important de reținut că humusul este o substanță de sinteză naturală specifică solului care nu poate fi produsă pe cale artificială.

Diminuarea pierderii humusului din sol în cazul terenurilor utilizate agricol se realizează prin controlul eroziunii în cazul terenurilor în pantă, iar reziduurile de la plante nu vor fi incendiate, recomandându-se împrăștierea acestora pe sol.

## 4.6. COMPONENTUL MINERAL ŞI ORGANIC DISPERSAT (COLOIZII SOLULUI)

*Coloizii solului sunt reprezentaţi prin particulele cu diametru <1 μm.* În sol coloizii se formează prin sinteză hidrotermală (Marshall, 1964).

În funcţie de natura lor coloizii sunt *minerali*, reprezentaţi prin minerale argiloase şi *organici*, constituiţi din compuşi ai humusului.

Coloizii argile sunt formaţi din siliciu, aluminiu şi oxigen iar cei ai humusului au în componenţă carbon, hidrogen şi oxigen.

*Caracteristicile coloizilor*

Din punct de vedere chimic, coloizii sunt caracterizaţi prin dispersie, suprafaţa mare de contact şi prin sarcina electrică.

*Caracteristicile coloizilor minerali*

– suprafaţă mare de contact ca urmare a dimensiunilor foarte mici ale acestora;

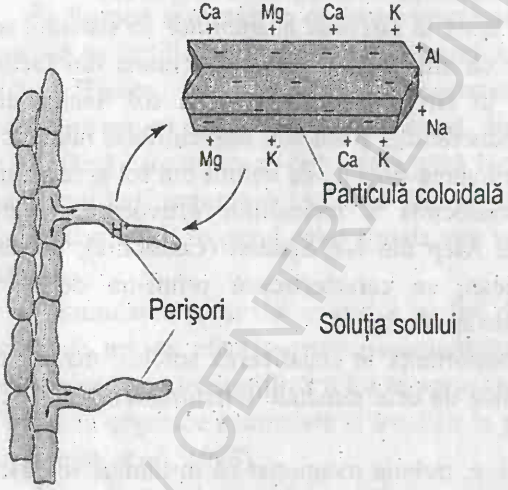



**Figura 4.8.** Coloizii solului şi capacitatea de schimb cationic (Cristopherson, 1997)

– sarcină electronegativă;

– capacitate de a adsorbi cationi;

– capacitate de a înlocui un cation adsorbit cu altul (fig. 4.8);

*Caracteristicile coloizilor humusului*

La fel ca şi coloizii argilei, cei ai humusului au două caracteristici esenţiale:

– prezintă sarcină electrică (negativă);

– au suprafaţă mare pe unitatea de volum *(Singer, Munns,* 1987*),*

*dar se diferenţiază de aceştia prin:*

– capacitate de schimb cationică mai mare decât cei ai argilei;

– sunt înconjuraţi de cationi adsorbiţi;

– nu sunt atât de stabili precum coloizii argilei.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Coloizii humusului au capacitate de reacție ridicată și influență mai mare asupra proprietăților solului, pe unitatea de volum, față de coloizii anorganici (//wvlc.uwaterloo.ca).

Condițiile specifice ale pedogenezei, în special cele climatice, contribuie la diferențierea coloizilor minerali după cum urmează: în zona temperată ponderea cea mai mare revine coloizilor argilei, iar în zona ecuatorială, oxizilor de Fe și Al.

Coloizii au rol important în reacțiile chimice și influențează deplasarea sau reținerea unor elemente din sol (nutrienții, metalele grele).

Coloizii, atât cei minerali, cât și cei organici, constituie partea cea mai activă a solului.

## 4.7. COMPONENTUL ORGANO-MINERAL STRUCTURAT (STRUCTURA SOLULUI)

### *4.7.1. Factorii care determină formarea structurii solului*

Materialul parental al solului contribuie în măsură mai mică decât alți factori (biota) la formarea structurii, rolul principal în acest caz revenind mineralelor constituente, prezenței argilelor care determină valoarea capacității de schimb.

Cationii polivalenți determină flocularea în timp ce cationii monovalenți au ca efect dispersia (deflocularea). Prezența natriului în sol duce la dispersia particulelor, nepermițând formarea structurii.

Cationii de Al și Fe în asociație cu materia organică au un rol important în crearea stabilității agregatelor structurale din solurile bogate în materie organică, specifice regiunilor temperate umede.

Factorii cu rol important în stabilitatea agregatelor structurale sunt: textura, mineralogia argilelor, conținutul în materie organică, tipul și concentrația cationilor, carbonatului de calciu, sescvioxizilor, iar multiplele interacțiuni dintre aceștia pot modifica gradul de stabilitate (Le Bissonnais, 1996).

Climatul influențează formarea agregatelor structurale prin procesele de alterare care conduc la formarea argilelor. În climatele cu precipitații mai mari alterarea este mai intensă, posibilitatea neoformării argilelor crește și, odată cu aceasta, și cea de formare a agregatelor. Prin urmare, în climatele deșertice gradul de agregare a solurilor este redus (Hans, 1994). Alternanța diurnă a proceselor de îngheț-dezgheț are ca efect formarea structurii de mici dimensiuni (glomerulară) în cazul tipurilor de sol aparținând clasei cernisolurilor, din zona temperată, pe care se efectuează arăturile de toamnă.

Biota solului participă activ la formarea structurii solului. Rădăcinile plantelor secretă substanțe cu rol de coagulant (zaharuri), odată cu dezvoltarea

rădăcinilor apar presiuni asupra particulelor elementare, forțând structurarea; filamentele fungilor creează rețele între particulele minerale ale solului, contribuind astfel la formarea agregatelor; trecând materialul prin tubul lor digestiv, lumbricidele creează bio-agregate de mici dimensiuni, denumite coprolite.

Materia organică moartă este preluată de diverşi descompunători, fragmentată, îmbogățită în substanțe cu rol de adeziv care creează punți de legătură cu materialul mineral al solului. Efectul de agregare a materiei organice este influențat de compoziția şi concentrarea acesteia şi de gradul de asociere cu ionii metalici şi oxizii din sol (Arias *et al.*, 1996).

### *4.7.2. Cauzele deteriorării structurii solului*

Deteriorarea structurii solului este determinată de factori naturali şi antropici.

*Deteriorarea fizico-chimică.* Dispersia particulelor de sol are la bază concentrația ridicată a natriului în soluția solului (fig. 4.9).

Dispersia fizico-chimică este rezultatul diminuării forțelor de atracție între cationi, prin modificarea valenței acestora, în urma unor reacții chimice.

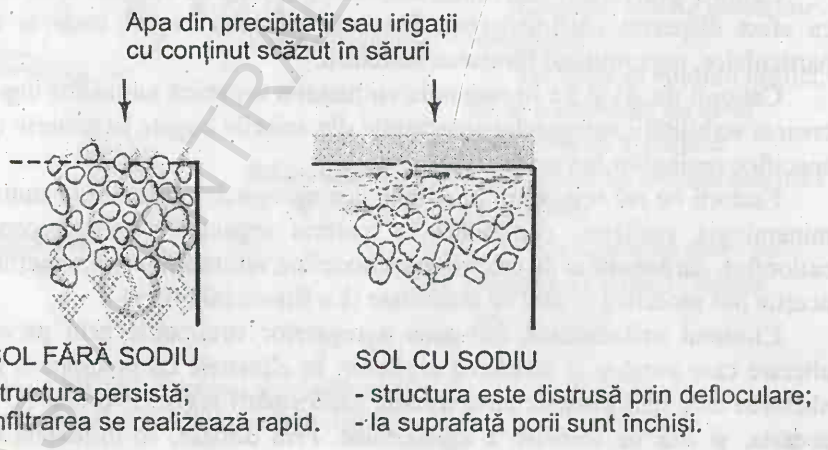



**Figura 4.9.** Efectele sodiului asupra structurii şi permeabilității solului (Singer, Munns, 1987)

În cazul solurilor inundabile structura poate fi afectată în funcție de calitatea acesteia. Dacă solul este inundat cu apă dulce structura revine la starea inițială, în timp ce în cazul apei care conține exces de săruri consecințele asupra structurii pot fi ireversibile (Taboada, 2003).

*Deteriorarea sub influența factorilor mecanici.* Deteriorarea mecanică a structurii este determinată de impactul factorilor naturali și antropici. Precipitațiile au un rol important în deteriorarea mecanică a structurii când solul este uscat. La umezirea agregatului aerul din interiorul acestuia este compresat, rezultând distrugerea agregatului. Fenomenul depinde de mărimea picăturii de ploaie și de cantitatea de aer din interiorul agregatului. Impactul picăturilor de ploaie asupra agregatelor constă în fragmentarea acestora în microagregate și în particule elementare.

Aplicarea dozelor de irigații în cantități mari, mai ales cu ape încărcate cu săruri, conduce la degradarea structurii.

*Antropic*, structura solului este deteriorată pierzând proprietăți precum friabilitatea și conținutul în materie organică sau poate fi distrusă prin prelucrarea solului în condiții necorespunzătoare de umiditate, fenomenul fiind mai des întâlnit în regiunile cu climate umede sau uscate.

În cazul solurilor arabile agregatele structurale au un conținut mai redus de materie organică și sunt mai puțin friabile decât cele care nu sunt prelucrate agricol (Watts, Dexter, 1998).

În cazul terenurilor arabile s-a observat existența unei legături directe între stocul de C organic și stabilitatea agregatelor structurale. Menținerea stocului de C organic la valori de 15-20 g $kg^{-1}$ contribuie la stabilitatea agregatelor structurale, în timp ce diminuarea conținutului în C organic atrage degradarea structurii solului (Le Bissonnais, Arrouays, 1997).

### *4.7.3. Importanța structurii, efectele destructurării și refacerea structurii solului*

În solurile bine structurate se realizează un schimb optim al gazelor între sol și atmosferă.

În solurile din climatele umede, caracterizate prin volumul redus al macroporilor, există tendința instalării proceselor anaerobe care împiedică dezvoltarea rădăcinilor, determină denitrificarea iar solul este expus eroziunii (Ball *et al.*, 1997).

Destructurarea solului sub impactul picăturilor de ploaie este urmată de transportul, sortarea particulelor în funcție de mărime și uneori de formarea crustei la suprafața solului. Posibilitatea formării crustei ca urmare a impactului picăturilor de ploaie este ridicată în cazul solurilor sărace în materie organică, cu

textură prăfoasă sau cu sodiu schimbabil şi cu grad redus de acoperire cu vegetaţie. Această situaţie este întâlnită primăvara pe terasele fluviale joase din zona colinară a României, cu terenuri utilizate în sistem de monocultură (porumb, cartofi etc.).

Deteriorarea structurii are ca efecte imediate creşterea valorii densităţii şi diminuarea ratei infiltrării apei în sol.

Pentru refacerea structurii solului, în ţările din nordul Europei, unde solurile sunt frecvent umede, s-au realizat proiecte care au în vedere renunţarea la agrotehnica tradiţională prin introducerea semănatului fără arătură şi controlul traficului în sistemul de rotaţie a culturilor (Ball *et al.*, 1997).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL V

# CARACTERISTICI CHIMICE ALE SOLULUI

## 5.1. CAPACITATEA DE SCHIMB CATIONIC

*Capacitatea de schimb cationic reprezintă însuşirea complexului adsorbtiv de a întreţine un schimb activ între cationii din soluţia solului şi cei adsorbiţi (reţinuţi) la suprafaţa particulelor organo-minerale.*

Capacitatea de schimb este determinată de:

– *puterea de adsorbţie.* Cationii cu valenţă mare au şi energie mai mare de adsorbţie, fiind acceptată secvenţa $Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^{+} > Na^{+}$, dar care este modificată de natriu în solurile alcaline şi de hidrogen şi aluminiu în solurile acide ($Al^{+3} > Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^{+} > Na^{+} > H^{+}$);

– *concentraţia relativă a cationilor în soluţie;*

– *conţinutul în materie organică a solului;*

– *ponderea mineralelor argiloase din sol şi de tipul acestora.*

Argilele se diferenţiază prin capacitatea acestora de a schimba cationi. Astfel, capacitatea de schimb cationic a caolinitului este de 10 me/100 g sol, în timp ce a montmorillonitului este de 100 me/100 g sol (Janick, 2002). Mineralele argiloase şi materia organică formează complexe organo-minerale încărcate negativ, capabile să atragă sau să schimbe cationi. Întrucât valoarea indicatorului este influenţată de mineralele argiloase şi de materia organică (humus), putem aprecia că valoarea capacităţii de schimb cationic este expresia conţinutului în argilă, a tipului de argilă din sol şi a prezenţei humusului.

Capacitatea de schimb cationic se exprimă în me/100 g sol *uscat*[26] şi reflectă cel mai bine necesitatea de schimb, indicând câţi cationi pot fi atraşi, respectiv eliberaţi în soluţia solului.

[26] Miliechivalenţi/100 g sol uscat.

ROMANIAN UNIVERSITY LIBRARY

Capacitatea de schimb a unui sol este evidențiată prin câteva mărimi de schimb cationic:

– *suma cationilor bazici de schimb* reprezintă totalul cationilor de $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Na^{+}$ şi $K^{+}$, aflați în poziții de schimb. Acești cationi au în sol un comportament bazic, această mărime de schimb cationic fiind notată cu $S_B$ (exprimat în me/100 g sol);

– *hidrogenul schimbabil* ($S_H$) indică totalul ionilor de hidrogen aflați în poziție de schimb. Având în vedere afinitatea ionului de hidrogen pentru anioni, rezultă caracterul acid al solurilor care schimbă $H^{+}$ în exces ($H^{+}+Cl^{-}\rightarrow HCl$). În medii foarte acide, în soluția solului se acumulează mari cantități de $Al^{3+}$, motiv pentru care se determină şi aciditatea hidrolitică (Ah).

În cadrul solului există tendința realizării unui echilibru permanent între cationii schimbabili şi cei din soluția solului. În solurile calcaroase sau formate pe alte roci bazice *suma cationilor bazici de schimb* este egală întotdeauna cu capacitatea de schimb cationic ($\sum Ca^{2+}\ Mg^{2+}\ K^{+}\ Na^{+}=\mathbf{T}$ sau $\mathbf{T}=S_B$). În solurile cu un conținut redus de carbonați sau formate pe alte materiale acide, suma cationilor bazici este mai mică decât T, diferența indicând *aciditatea de schimb* ($S_H$[27]) (me/100 g sol).

Un indicator al evoluției chimice a solurilor este cunoaşterea gradului de saturare în cationi bazici în raport cu capacitatea totală de schimb cationic (T), întrucât în regiunile temperate solul are tendința de a pierde progresiv o parte din elementele bazice, în special metalele alcaline ($K^{+}$, $Na^{+}$) şi alcalino-terroase ($Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$) (Tessier, 1996).

Cationii reținuți electrostatic la suprafața particulelor elementare pot fi schimbați cu alți cationi din soluția solului. Prin urmare, importanța practică a capacității de schimb cationic derivă din faptul că solul poate reține nutrienții la nivelul unor particule elementare şi apoi, trecându-i în soluție, îi pune la dispoziția plantelor, prevenind astfel pierderea acestora în orizonturile inferioare ale solului sau în pânza freatică.

– *capacitatea totală de schimb cationic* (**T**) redă totalitatea cationilor aflați în poziție de schimb ($T=S_B+S_H$).

– *gradul de saturație în baze* (**V**) este raportul, exprimat procentual, între cationii bazici de schimb şi capacitatea totală de schimb cationic:

---

[27] $\mathbf{T}$ - $\sum Ca^{2+}\ Mg^{2+}\ K^{+}\ Na=S_H$

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" LIBRARY

$$V = \frac{S_B}{T} \times 100\ (\%)\ (1),\ \text{dar}\ T = S_B + S_H\ (2)$$

Prin urmare, gradul de saturație în cationi bazici va fi:

$$V = \frac{S_B}{S_B + S_H} \times 100\ (\%)$$

În general, capacitatea totală de schimb cationic depinde de o multitudine de factori, dar îndeosebi de textură. Valorile lui T cresc de la texturile nisipoase spre cele argiloase (valorile cele mai mari aparțin mineralelor argiloase din grupa smectitelor).

## 5.2. REACȚIA SOLULUI

Reacția solului reprezintă raportul dintre ionii de $H^+$ și $OH^-$ din soluția solului și se exprimă prin unități de pH, acesta indicând proprietățile acide ale unui mediu lichid. În mod curent, apa disociază în ionii de $H^+$ și $OH^-$: $HOH \leftrightarrow H^+ + OH^-$. Echilibrul celor două componente se realizează în apă pură la 25°C conform relației:

$$[H^+]=[OH^-]=1 \times 10^{-7}\ \text{moli/litru}$$

*pH-ul soluției solului este dat de logaritmul cu semn schimbat al concentrației ionilor de hidrogen.*

$$pH=-\log/[H^+]=-\log 10^{-7}=7$$

Un acid reprezintă o substanță care dizolvată în apă pune în libertate ionii de hidrogen, în timp ce o bază, în mod analog, furnizează ionii de oxidril.

Valorile de pH ale soluției solului se exprimă pe o scală de la 1 la 14, dar în mod curent se folosesc valori din intervalul ≤3,50 – ≥10,1 (*cf.* M.E.S.P.[28], 1987) (fig. 5.1).

Întrucât valorile sunt exprimate pe o scală logaritmică, față de reacția neutră (pH=7), pH-ul 6 este de 10 ori mai acid, în timp ce pH-ul 5 este de 100 de ori mai acid.

[28]M.E.S.P.=Metodologia Elaborării Studiilor Pedologice.

RCUV SU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Factorii cu rol important în stabilirea reacției solului sunt reprezentați de *componentul mineral și biotic, de condițiile climatice, de unele procese pedogenetice și de intervenția antropică.*

Rocile sărace în cationi bazici ($K^+$, $Na^+$, $Ca^{2+}$ și $Mg^{2+}$) determină reacția acidă a soluției solului, în timp ce rocile bogate în $CaCO_3$ imprimă soluției o reacție ușor alcalină. Solurile formate pe roci sedimentare care au grad ridicat de saturație în $Na^+$ se caracterizează prin valori ridicate ale pH-ului (soluri alcaline). Pe roci sărace în cationi bazici, la valori mai mici de 6 ale pH-ului, aluminiul schimbabil reprezintă o sursă suplimentară de aciditate datorită disocierii aluminiului de mineralele argiloase.

$CO_2$ rezultat din descompunerea materiei organice sau din respirația plantelor (prin rădăcini), în combinație cu apa, contribuie la formarea acizilor organici sau a celor minerali ($H_2CO_3$).

Solurile au tendința să se acidifieze în urma îndepărtării cationilor bazici ($K^+$, $Na^+$, $Ca^{2+}$ și $Mg^{2+}$) sub influența apei care percolează profilul de sol.

În circuitul azotului în natură prin transformarea $NH_4^+$ în $NO_3^-$ este pus în libertate $H^+$, care este o sursă în acidifierea solului.

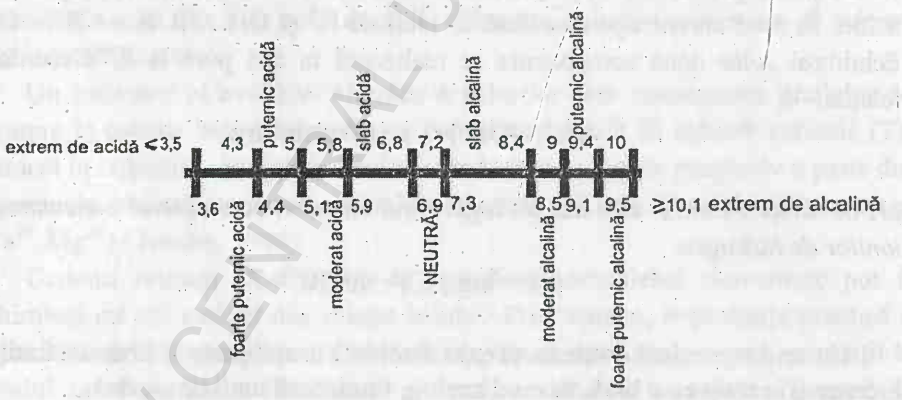



**Figura 5.1.** Scala valorilor pentru pH și denumirile conform M.E.P.S. (1987)

Producerea energiei electrice prin combustia cărbunilor în termocentrale are ca efect secundar eliminarea în atmosferă a sulfului, care în combinație cu precipitațiile ajunge în sol formând acizi (acid sulfuric).

Aplicarea îngrășămintelor care conțin sulf și azot au ca efect eliberarea ionilor de $H^+$, deci crește aciditatea soluției solului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În cazul solului trebuie realizată diferența între *aciditatea actuală*, care reprezintă concentrația ionilor de $H^+$ în soluția solului, și *aciditatea potențială*, care include și $H^+$ adsorbit de coloizii solului.

*Importanța pH-ului* este legată de solubilitatea unor minerale și a nutrienților, deci de accesibilitatea acestora pentru plante (fig. 5.2). Unele minerale și mulți nutrienți sunt mai solubili la pH ușor alcalin, decât la unul neutru sau acid.

Solurile acide (pH 4-5) au o concentrație ridicată de aluminiu, fier și mangan care sunt toxice pentru plante. În cazul reacției alcaline apar probleme cu asimilarea fierului de către plante și o serie de maladii, mai cunoscută fiind cloroza (în solurile calcaroase). Fosforul și borul devin inaccesibile pentru plante în solurile cu reacție acidă, iar cuprul și zincul își reduc accesibilitatea atât în cazul reacției acide, cât și alcaline (Foot, 1978).

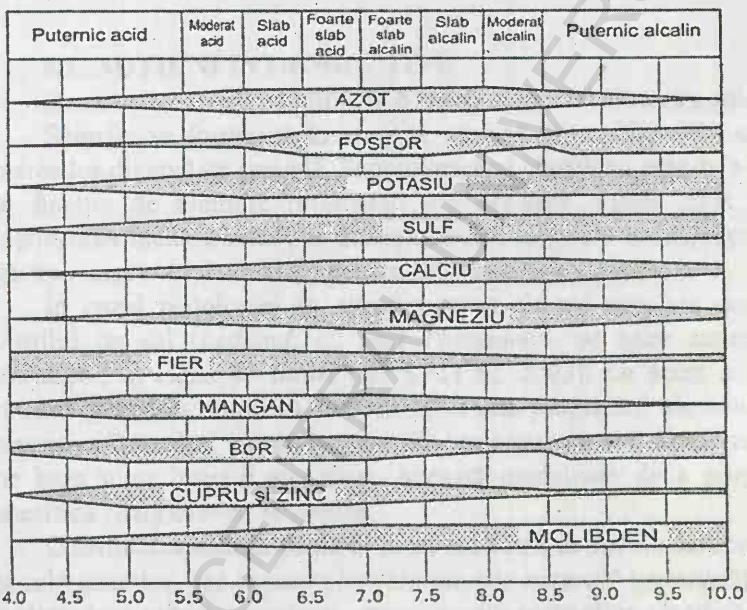



**Figura 5.2.** Accesibilitatea elementelor corelată cu reacția în solurile caracterizate prin alterare slabă spre medie. Secțiunea îngroșată indică accesibilitate ridicată (Foth, 1978)

Reacțiile redox pot duce la scăderea accentuată a pH-ului prin oxidarea piritei, în cazul solurilor acid-sulfate slab drenate.

Semnificația pedogenetică a pH-ului (Batjes, 1995):

– pH < 4 indică prezența acizilor liberi, rezultați prin oxidarea sulfurilor (sulphides);

BCU "ASIC CAMIL PETRESCU" LIBRARY

– pH >5,5 relevă prezența $Al^{3+}$ schimbabil;

– pH = 7,3-8,5 evidențiază prezența $CaCO_3$, iar existența sărurilor neutre (NaCl și $Na_2SO_4$) este corelată cu valorile ECe >4dSm$^{-1}$;

– pH >8,5 semnifică o concetrație ridicată de Na schimbabil, rezultat din prezența $Na_2CO_3$ la valori ale ECe <4dSm$^{-1}$.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL VI

# SISTEME DE CLASIFICARE A SOLULUI

## 6.1. NOȚIUNI INTRODUCTIVE

De ce este necesar să utilizăm o taxonomie (clasificare) a solurilor ?

Solurile se formează în condiții variate de mediu, ceea ce contribuie la marea lor diversitate spațială. Scopul oricărei clasificări este de a grupa obiectele în funcție de anumite proprietăți ale acestora, astfel încât să ne permită înțelegerea facilă a relațiilor dintre acestea, reținerea unor proprietăți esențiale, găsirea unor soluții adecvate pentru scopuri practice ș.a.

În cazul pedologiei se clasifică *tipul de sol* care are corespondent real profilul de sol (*pedonul*, *cf. Soil Taxonomy*), pe baza anumitor proprietăți intrinseci, în *clase de soluri* (*cf.* S.R.T.S., 2003). La acest nivel, clasificarea rămâne generală, astfel că se recurge la alte proprietăți ale solului care permit separarea în cadrul claselor a *tipurilor genetice de sol*, ierarhizarea continuând pe baza altor însușiri specifice. Această modalitate de a grupa solurile este specifică *clasificărilor ierarhice*.

Clasificarea solului poate avea ca elemente de sprijin caracteristicile interne și cele genetice, caz în care *clasificarea este naturală* (*genetică*). Dacă se are în vedere doar utilizarea solului, atunci pentru elaborarea clasificării se vor lua în considerare preponderent proprietățile cuantificabile ale solului, iar în această situație vom discuta despre o *clasificare tehnică* (*utilitaristă*).

În funcție de spațiul geografic la care se poate aplica o clasificare, se diferențiază (Rossiter, 2001):

– *clasificări internaționale*, care pot să includă toate solurile de la nivelul globului (*FAO*, 1974 și *W.R.B.-S.R.*, 2006);

– *clasificări naționale*, caracteristice teritoriilor administrative naționale (Australia, 1996, Rusia, 2000, Canada, 1987 etc.);

În funcție de scop, clasificările pot fi:

– *științifice* (*K.S.T.*, 2006) și

– *tehnice*, în această categorie fiind amintite *„Fertility capability classification system"* (Smith *et al.*, 1998) și *„Land capability classification"* (Klingebiel *et al.*, 1961).

Printre primele clasificări ale solului, datând din secolul al XIX-lea, pot fi menționate cele elaborate de Thaer și Knopp în Germania, pentru ca la sfârșitul secolului al XIX-lea să apară clasificarea naturalistă (morfologică) elaborată de Dockuceaev (Florea, Buza, 2004).

*Conceptul istorist al formării solului,* formulat de V.A. Kovda (1969), are ca punct de plecare faptul că majoritatea solurilor lumii sunt vechi, pe parcursul dezvoltării lor trecând prin mai multe stadii de evoluție, diferite de cele prezente, caracterizate prin alte complexe de factori pedogenetici. Prin urmare, formula *factori→procese→proprietăți* va fi înlocuită de *factori în contextul evoluției istorice→procese integrate evoluției istorice→proprietăți actuale* (Rozanov, 1982). Kovda introduce în clasificarea solurilor legătura dintre evoluția solului în corelație cu tipurile de morfostructură, cele două fiind interconectate geochimic. Pe baza a trei tipuri de morfostructură (câmpii acumulative și suprafețe joase glaciare, fluvio-glaciare, aluviale și coluviale; podișuri și câmpii de denudație; munți), autorul identifică trei direcții de evoluție: soluri hidromorfe, automorfe și soluri formate prin eroziune în regiuni montane.

Proprietățile morfologice ale solului stau și în prezent la baza elaborării unor clasificări. În acest sens putem aminti *Referențialul pedologic francez* (1995), în care conceptul de referențial se bazează pe proprietățile morfogenetice ale solului (Baize *et al.*, 1990).

Clasificarea solurilor va cunoaște o nouă orientare prin apariția clasificării americane, denumită *A 7-a Aproximație,* care ia în considerare proprietățile intrinseci ale solului. Această clasificare a fost revizuită periodic și apare sub denumirea *Soil Taxonomy* (1994). În aceeași categorie a clasificărilor genetice, care au în vedere proprietățile solului, amintim și ultima variantă a clasificării solurilor, elaborată de FAO/UNESCO (1998).

Începutul clasificării solurilor în Canada este legat de realizarea primei hărți a solurilor de către A.J. Galbraith pentru partea de sud a provinciei Ontario (1914). Aceasta avea la bază sistemul de clasificare american, elementele esențiale fiind materialul parental și textura.

După o perioadă mai îndelungată de cercetări, primul sistem de clasificare a fost prezentat Comitetului Național pentru Supravegherea Solurilor din Canada

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(*N.S.S.C.*)[29] (1955). Sistemul de clasificare se baza pe şase nivele ierarhice: ordinul, grupa mare, subgrupa, familia, seria şi tipul. A doua publicare a Sistemului de Clasificare a Solurilor din Canada (1970) aduce ca element de noutate introducerea ordinului *Cryosoluri*, iar a treia ediţie include şi ordinul *Vertisoluri*.

## 6.2. SISTEMUL ROMÂN DE TAXONOMIE A SOLURILOR (S.R.T.S., 2003)

### *6.2.1. Istoric*

Prima clasificare a solurilor (1969), elaborată sub egida Societăţii Naţionale Române pentru Ştiinţa Solului, avea la bază separarea tipurilor de sol pe baza caracteristicilor morfogenetice, unităţile taxonomice fiind: clasa, subclasa şi tipul genetic de sol (Chiriţă, 1974).

O comisie de specialişti din cadrul Institutului de Cercetări pentru Pedologie şi Agrochimie, coordonată de Şt. Puiu va ameliora clasificarea anterioară (1973 ediţia a doua, 1976 ediţia a treia) publicând *Sistemul român de clasificare a solurilor* (1979) (Puiu, 1980). Noul sistem va păstra la nivel superior structura celui dintâi dar va detalia clasificarea solului la nivel inferior, introducând varietatea, familia, specia şi varianta.

Actualul sistem de taxonomie a solurilor a cunoscut mai multe etape de evoluţie, caracterizate prin discuţii între specialiştii din ţară, cu ocazia unor manifestări ştiinţifice (Conferinţa S.N.R.S.S. de la Tulcea, 1994, simpozioanele *Factori şi Procese Pedogenetice din Zona Temperată* organizate de Catedra de Geografie fizică din cadrul Facultăţii de Geografie şi Geologie din Iaşi, a XVI-a Conferinţă Naţională pentru Ştiinţa Solului de la Suceava, 2000, când a fost tipărită prima variantă a actualului sistem).

Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (2003) este forma îmbunătăţită a Sistemului Român de Clasificare a Solurilor (1980). Actualul sistem cuprinde prezentarea orizonturilor pedogenetice, a elementelor diagnostice (orizonturi, proprietăţi şi materiale diagnostice), tabele cu clasele şi tipurile de sol, tabelul cu tipurile şi subtipurile de sol, cheile de determinare a acestora, lista cu subdiviziunile la nivel de varietate de sol şi ceilalţi parametri pentru subdiviziunile de la nivel inferior.

[29] National Soil Survey Committee of Canada (NSSC).

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

### *6.2.2. Ierarhia la nivel superior şi inferior a taxonilor*

La fel ca şi la sistemul anterior, S.R.T.S. prezintă o *ierarhie la nivel superior a taxonilor* care include clasa, tipul şi subtipul şi o *ierarhie la nivel inferior,* conţinând varietatea, specia, familia şi varianta de sol, rezultând că actualul sistem taxonomic este multicategorial. Taxonii de sol sunt realităţi ale peisajului geografic şi aceştia pot fi separaţi pe baza proprietăţilor intrinseci ale acestora sau utilizând analize de laborator (fizice, fizico-chimice, chimice, geochimie etc.).

***Clasa de sol*** *reprezintă o grupare de soluri caracterizate printr-un anumit stadiu de evoluţie sau mod de diferenţiere a profilului, care se deosebesc de alte entităţi de acelaşi rang printr-un orizont pedogenetic specific.*

***Tipul (genetic) de sol*** este o subdiviziune în cadrul clasei, *caracterizată printr-un mod specific de manifestare a unuia sau mai multor elemente diagnostice (ex. orizontul diagnostic specific clasei şi asocierea lui cu alte orizonturi, trecerea de la sau spre orizontul diagnostic specific clasei, manifestarea unor proprietăţi diagnostice – acvice, salsodice* ş.a.).

Fiecare clasă de sol cuprinde între 1 şi 5 tipuri genetice.

***Subtipul de sol,*** *subdiviziune în cadrul tipului genetic, grupează solurile cu un anumit grad de manifestare a caracteristicilor specifice tipului, sau pe cele care prezintă o anumită succesiune de orizonturi, unele marcând tranziţii spre alte tipuri de sol.*

***Varietatea de sol,*** *subdiviziune a subtipului, vizează anumite proprietăţi particulare ale solului, în afară celor de la nivel superior, după care sunt luate în considerare gradele de gleizare, stagnogleizare, salinizare şi alcalizare, adâncimea de apariţie a carbonaţilor şi profunzimea solului.*

***Specia de sol*** *precizează caracteristicile granulometrice ale orizonturilor minerale* (inclusiv conţinutul de schelet) *şi gradul de transformare a materiei organice* (doar pentru solurile organice).

***Familia de sol*** *redă gruparea litologică, reunind solurile dezvoltate pe acelaşi material parental (mineral sau organic).* Se iau în considerare categoria de material parental şi clasa granulometrică simplificată a acestuia.

***Varianta de sol*** *defineşte o subdiviziune de detaliu, determinată de modul de utilizare a terenului sau de alte modificări ale solului, legate de influenţa antropică.*

BCU CENTRAL UNIVERSITARY

### *6.2.3. Denumirea taxonului*

Definirea claselor de sol se face prin compunerea unui substantiv cu un prefix, cel mai adesea preluat din literatura pedologică universală şi cu terminaţia *sol,* între cele două părţi ale cuvântului litera de legătură fiind **i**.

Întrucât o clasă de soluri grupează mai multe tipuri genetice, pentru denumirea clasei termenii vor fi utilizaţi la plural: de exemplu, cern*i*soluri, luv*i*soluri, salsod*i*soluri, prot*i*soluri ş.a. Simbolurile literale utilizate pentru fiecare clasă de sol sunt constituite din trei litere majuscule (**CER, LUV, SAL, PRO** etc.).

Denumirea tipului genetic de sol se realizează conform principiului de mai sus, cu specificarea că vocala de legătură este **o**, iar terminaţia substantivului va fi întotdeauna la singular (ex. psam*o*sol, reg*o*sol, plan*o*sol, luv*o*sol ş.a.*)*. Fac excepţie de la regulă termenii consacraţi din literatura de specialitate, preluaţi în SRTS, cum este cazul următoarelor denumiri: *kastanoziom, cernoziom, rendzină, podzol, solonceac, soloneţ* ş.a. Simbolurile literale utilizate pentru fiecare tip de sol sunt constituite din două litere majuscule (***PS***, ***RS***, ***PL***, ***LV*** etc.).

Subtipul de sol este denumit prin unul sau mai multe adjective (de la 1 la 4), majoritatea având sufixul "**ic**": *tipic, molic, pelic, vertic, stagnic* etc. Pentru majoritatea tipurilor de sol, referinţa este subtipul *tipic*, care nu prezintă însuşirile de la celelalte subtipuri. Notarea subtipurilor se va realiza prin unul, două sau mai multe grupuri de câte două litere mici (ex. **ti**, **mo-pe**, **vs-st-pl** etc.). La nivel inferior se va completa nomenclatura solului prin adăugare de denumiri conform indicatorilor corespunzători, fără a se lua în considerare indicatorii care nu au aplicaţie la tipul şi subtipul respectiv.

Un exemplu de formulă şi denumire a unui sol la nivel superior şi inferior este:

**CZ ka-vs-gc/$G_3$-$S_1$-$k_1$-5/6-Tf-a/Ai**

*Cernoziom calcaric, vertic, gleic, batihiposalic, proxicalcaric, lutoargilos/ argilos, dezvoltat pe depozite fluvio-lacustre argiloase, arabil, irigat*

Formula aceluiaşi sol la nivel superior devine **CZ ka-vs-gc**, iar denumirea va fi: *Cernoziom, calcaric-vertic-gleic.* Pentru necesităţi practice trebuie să se adauge şi clasa granulometrică simplificată pentru orizontul superior, în cazul de

BIBLIOTECA CENTRALĂ A UNIVERSITĂŢII "ALEXANDRU IOAN CUZA" DIN IAŞI

față „lut argilos", denumirea completă devenind *Cernoziom, calcaric-vertic-gleic, lut-argilos*, iar formula devine **CZ ka-vs-gc/t**. Formula și denumirea la nivel superior și inferior se utilizează pentru hărțile detaliate (1:10.000), în timp ce varianta scurtă este utilizată pentru hărțile generale (1:50.000-1:200.000)

**Tabelul 6.1.** Clasele, tipurile și subtipurile de soluri definite în *S.R.T.S.* (2003)

| Clasa de sol | Chei pentru clasele de sol | Tipuri genetice de sol | Subtipuri de sol |
|---|---|---|---|
| Histisoluri (HIS) | Orizont T sau folic (O) în partea superioară a solului, cu grosimi > 50cm în primii 100cm ai profilului sau > 20cm, dacă este situat direct pe R | *Histosol* (*TB*) | Distric (di) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | | Salic (sc) |
| | | | Teric (te) |
| | | | Tionic (to) |
| | | *Foliosol* (*FB*) | Distric (di) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | | Litic (li) |
| Pelisoluri (PEL) | Orizontul pelic sau vertic începând din primii 20cm ai profilului sau sub Ap și care se continuă până la peste 100cm. | *Pelosol* (*PE*) | Tipic (ti) |
| | | | Brunic (br) |
| | | | Argic (ag) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | *Vertosol* (*VS*) | Tipic (ti) |
| | | | Brunic (br) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | | Geleic (gc) |
| | | | Nodulocalcaric (nc) |
| | | | Salinic (sc) |
| | | | Sodic (ac) |
| Andisoluri (AND) | Proprietăți andice în profil pe 30 cm grosime (începând din primii 25 cm, asociate orizontului A sau celor intermediare (AC, AR sau | *Andosol* (*AN*) | Distric (di) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | | Umbric (um) |
| | | | Molic (mo) |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| | | | |
|---|---|---|---|
| | Bv). Pot avea orizont organic, dar este exclus cel spodic. | | Cambic (cb) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| | | | Hisic (tb) |
| **Protisoluri (PRO)** | Soluri fără orizont diagnostic specific, prezentând:<br>- material scheletic calcarifer cu > $CaCO_3$ echivalent din primii 5-20cm;<br>- caracter scheletic (qq) din primii 5-20cm;<br>- orizontul A situat direct pe materialul subiacent (orizontul C);<br>- orizontul vertic (y) asociat orizontului C la < 50cm adâncime;<br>- pot să apară proprietăți gleice (G), stagnice (W) la peste 50cm adâncime și salsodisolice (sa, sc, na, ac). | *Litosol* (*LS*) | Distric (di) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | | Rendzinic (rz) |
| | | | Scheletic (qq) (prundic) |
| | | | Histic (folic) |
| | | *Aluviosol* (*AS*) | Distric (di) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | | Calcaric (ka) |
| | | | Molic (mo) |
| | | | Umbric (um) |
| | | | Entic (en) |
| | | | Vertic (vs) |
| | | | Scheletic (prundic (qq) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Salinic (sc) |
| | | | Sodic (alcalic) (ac) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Coluvic (co) |
| | | *Entiantrosol* (*ET*) | Urbic (ur) |
| | | | Rudic (ru) |
| | | | Garbic (ga) |
| | | | Spolic (sl) |
| | | | Mixic (mi) |
| | | | Reductic (re) |
| | | | Psamic (ps) |

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| | | | |
|---|---|---|---|
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Copertic (ct) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Litoplacic (lp) |
| | | *Psamosol* (*PS*) | Distric (di) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | | Calcaric (ka) |
| | | | Molic (mo) |
| | | | Umbric (um) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Sodic (ac) |
| | | | Salinic (sc) |
| | | *Regosol* (*RS*) | Distric (di) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | | Calcaric (ka) |
| | | | Umbric (um) |
| | | | Molic (mo) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | | Salinic (sc) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| **Hidrisoluri (HID)** | prezintă:<br>- orizont gleic (Gr) sau stagnic intens (W) în primii 50cm, asociate altor orizonturi, excluzând proprietățile salsodice intense (sa, na) în primii 50cm;<br>- orizont A limnic (Al) sau histic (T) submers, | *Stagnosol* (*SG*) | Tipic (ti) |
| | | | Luvic (lv) |
| | | | Albic (ab) |
| | | | Vertic (vs) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Planic (pl) |
| | | | Histic (tb) |
| | | *Gleiosol* (*GS*) | Distric (di) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | | Calcaric (ka) |

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| | | | |
|---|---|---|---|
| | | | Molic (mo) |
| | | | Cernic (ce) |
| | | | Umbric (um) |
| | | | Cambic (cb) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Aluvic (al) |
| | | | Histic (tb) |
| | | | Tionic (to) |
| | | *Limnosol* (*LM*) | Distric (di) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | | Calcaric (ka) |
| | | | Entic (en) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Salinic (sc) |
| | | | Histic (tb) |
| | | | Tionic (to) |
| **Cambisoluri** (CAM) | Soluri cu orizont Bv prezentând culori cu valori şi crome > 3,5 (la umed) din partea superioară. Nu prezintă proprietăţi gleice (Gr), stagnice (W) şi salsodice (sa, na) intense în primii 50cm şi nici orizont Cca în primii 80cm (exceptând cazul celor erodate). | *Eutricambosol* (*EC*) | Tipic (ti) |
| | | | Molic (mo) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Vertic (vs) |
| | | | Andic (an) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | | Aluvic (al) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| | | | Rodic (ro) |
| | | | Salinic (sc) |
| | | | Sodic (ac) |
| | | *Districambosol* (*DC*) | Tipic (ti) |
| | | | Umbric (um) |

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| | | | |
|---|---|---|---|
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Andic (an) |
| | | | Prespodic (ep) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| | | | Aluvic (al) |
| | | | Gleic (gc) |
| **Salsodisoluri** (SAL) | Caracterizate prin prezența orizontului salic (sa) sau natric (na) în primii 50cm (asociate cu A sau B) sau a orizontului Btna | ***Solonceac* (*SC*)** | Tipic (ti) (cloruro-sulfatic) |
| | | | cu sodă (so) (carbonato-sodic) |
| | | | Calcaric (ka) |
| | | | Molic (mo) |
| | | | Sodic (ac) |
| | | | Vertic (vs) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | ***Soloneț* (*SN*)** | Tipic (ti) |
| | | | Calcaric (ka) |
| | | | Molic (mo) |
| | | | Luvic (lv) |
| | | | Albic (ab) |
| | | | Salinic (sc) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Solodic (sd) |
| | | | Entic (en) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| **Cernisoluri** (CER) | Cu orizont diagnostic Am, prezentând culori specifice și în primii 10-15cm ai orizontului subiacent AC, | ***Kastanoziom* (*KZ*)** | Tipic (ti) |
| | | | Maronic (mr) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Gleic (gc) |

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| | | | |
|---|---|---|---|
| | AR, Bv sau Bt;<br>Cu orizont Amf (Am forestalic), AC sau Bv (indiferent de culoare) şi Cca de la 60-80cm,<br>Nu prezintă proprietăţi andice, gleice, stagnice şi salsodice în primii 50cm. | | Salinic (sc) |
| | | | Sodic (ac) |
| | | *Cernoziom* (*CZ*) | Tipic (ti) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Vertic (vs) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Aluvic (al) |
| | | | Calcaric (ka) |
| | | | Kastanic (kz) |
| | | | Maronic (mr) |
| | | | Cambic (cb) |
| | | | Argic (ar) |
| | | | Greic (gr) |
| | | | Salinic (sc) |
| | | | Sodic (ac) |
| | | | Litic (li) |
| | | *Faeoziom* (*FZ*) | Tipic (ti) |
| | | | Greic (gr) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Vertic (vs) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | | Clinogleic (cg) |
| | | | Aluvic (al) |
| | | | Cambic (cb) |
| | | | Argic (ar) |
| | | | Calcaric (ka) |
| | | *Rendzină* (*RZ*) | Calcarică (ka) |
| | | | Eutrică (eu) |
| | | | Cambică (cb) |
| | | | Scheletică (qq) |
| **Luvisoluri** | Cu orizont Bt, având culori | *Preluvosol* (*EL*) | Tipic (ti) |

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| | | | |
|---|---|---|---|
| (LUV) | cu valori şi crome > 3,5 (la umed) începând din partea superioară.<br>Nu prezintă proprietăţi gleice (Gr), stagnice (W) şi salsodice intense (sa, na) în primii 50cm. | | Molic (mo) |
| | | | Roşcat (rs) |
| | | | Rodic (ro) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Vertic (vs) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Calcic (ca) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| | | | Sodic (ac) |
| | | *Luvosol* (*LV*) | Tipic (ti) |
| | | | Umbric (um) |
| | | | Roşcat (rs) |
| | | | Rodic (ro) |
| | | | Calcic (ca) |
| | | | Rezicalcaric (rk) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Vertic (vs) |
| | | | Albic (ab) |
| | | | Glosic (gl) |
| | | | Planic (pl) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | | Gleic (gc) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| | | | Sodic (ac) (solodic) (sd) |
| | | *Planosol* (*PL*) | Tipic (ti) |
| | | | Albic (ab) |
| | | | Vertic (vs) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | | Solodic (sd) |

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| | | | |
|---|---|---|---|
| | | *Alosol* (*AL*) | Tipic (ti) |
| | | | Umbric (um) |
| | | | Preluvic (el) |
| | | | Albic (ab) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | | Cambiargic (cr) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| **Spodisoluri** (SPO) | Orizont spodic (Bs, Bhs) sau orizont criptospodic (Bcp) | *Criptopodzol* (*CP*) | Tipic (ti) |
| | | | Histic (tb) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| | | *Prepodzol* (*EP*) | Tipic (ti) |
| | | | Umbric) |
| | | | Histic (tb) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| | | *Podzol* (*PD*) | Tipic (ti) |
| | | | Umbric (um) |
| | | | Feriluvic (fe) |
| | | | Criostagnic (cs) |
| | | | Histic (tb) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| **Umbrisoluri** (UMB) | Cu orizont Au şi orizont intermediar (AC, AR, Bv), având cel puţin în partea superioară culori de Au (pe 10-15cm). Pot avea orizont O. Nu prezintă proprietăţi andice sau orizont gleic în primii 50cm. | *Nigrosol* (*NS*) | Tipic (ti) |
| | | | Cambic (cb) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Aluvic (al) |
| | | *Humosiosol* (*HS*) | Tipic (ti) |
| | | | Cambic (cb) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| **Antrisoluri** | Cu orizont antropedogenetic cu grosime de cel puţin | *Erodosol* (*ER*) | Cambic (cb) |
| | | | Argic (ar) |

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| | | | |
|---|---|---|---|
| | 50cm sau lipsa orizontului A și E, îndepărtate prin eroziune accelerată sau decopertare antropică, la suprafață apărând părți ale orizontului B sau C. | | Andic (an) |
| | | | Spodic (sp) |
| | | | Calcaric (ka) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Stagnic (st) |
| | | | Litic (li) |
| | | | Scheletic (qq) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | *Antrosol* (*AT*) | Hortic (ho) |
| | | | Antravic (aq) |
| | | | Psamic (ps) |
| | | | Pelic (pe) |
| | | | Calcaric (ka) |
| | | | Eutric (eu) |
| | | | Distric (di) |

## 6.3. LEGENDA HĂRȚII SOLURILOR LUMII, 1 : 5.000.000, FAO-UNESCO

La inițiativa unor organisme internaționale (*FAO*[30], *UNESCO*[31]) și în urma rezoluțiilor adoptate cu ocazia celui de al VI-lea și al VII-lea congres de către Societatea Internațională pentru Știința Solului (*I.S.S.S.*[32]) a demarat proiectul întocmirii unei hărți a solurilor lumii (1961) la scara 1:5.000.000. Prima formă a hărții solurilor lumii fost prezentată la al IX-lea congres al ISSS, fiind tipărită în 1974.

Obiectivele principale ale Hărții Solurilor Lumii (*FAO - UNESCO,* 1974) constau în: promovarea unei clasificări și nomenclaturi a solurilor, general acceptată; posibilitatea transferului de date între regiuni cu aceleași caracteristici

[30] Food and Agriculture Organization
[31] United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
[32] International Society of Soil Science

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ale mediului; crearea unui document de referință care să poată fi utilizat în învățământ și cercetare.

În cadrul Hărții Solurilor Lumii (*FAO - UNESCO,* 1974) unitățile de sol au fost separate pe baza proprietăților observabile și măsurabile ale solului, rezultând o listă de soluri și nu un sistem taxonomic propriu-zis, cu diferite nivele ierarhice. Cu toate acestea lista de soluri se constituie într-o prezentare logică, observându-se o legătură genetică a solurilor, fără a diminua importanța regiunilor bioclimatice (ex. solurile din regiuni semiaride, solurile regiunilor de stepă ș.a.).

Legenda revizuită a Hărții Solurilor Lumii (*FAO,* 1988) aduce ca elemente de noutate: adoptarea unui sistem multicategorial, prin intermediul grupurilor majore de sol, care include la nivele ierarhice inferioare unități și subunități de sol; față de forma anterioară, pentru separarea grupurilor majore de sol nu se mai utilizează criteriul climatic; redenumirea unor orizonturi de diagnostice (orizontul B argilic este numit B argic, iar B oxic devine B ferralic).

Grupele majore de soluri prezentate în Legenda revizuită a Hărții Solurilor Lumii (*FAO,* 1988) sunt: *Fluvisoluri, Gleysoluri, Regosoluri Leptosoluri, Kastanozemuri, Chernozemuri, Greyzemuri, Arenosoluri, Andosoluri, Vertisoluri, Luvisoluri, Planosoluri, Podzoluvisoluri, Podzoluri, Cambisoluri, Lixisoluri, Acrisoluri, Alisoluri, Nitisoluri, Ferralsoluri, Plinthosoluri, Calcisoluri, Gypsosoluri, Soloneţuri, Solonceacuri, Histosoluri* și *Anthrosoluri.*

## 6.4. BAZA MONDIALĂ DE REFERINȚĂ PENTRU RESURSELE DE SOL (W.R.B.-S.R., 2006)

### *6.4.1. Istoric*

Primul demers în elaborarea Bazei Mondiale de Referință pentru Resursele de Sol s-a făcut cu ocazia Congresului ISSS[3] de la Edmonton (1978, Canada), când s-a înființat un comitet ce funcționa pe lângă Comisia a V-a. Comitetul avea să organizeze mai multe reuniuni științifice cu scopul de a realiza o bază de referință pentru clasificarea solurilor, utilizabilă pentru corelarea clasificărilor naționale (Yaalon, 1995).

Baza Mondială de Referință pentru Resursele de Sol (W.R.B.-S.R., 1998) a fost creată cu sprijinul unor organisme internaționale care au contribuit și la elaborarea Legendei Hărții Solurilor Lumii 1:5.000.000 (*FAO, I.S.S.S.*), dar și

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

prin aportul I.S.R.I.C.[33] şi U.N.E.P.[34] Într-o primă etapă s-a realizat Baza Internaţională de Referinţă pentru Resursele de Sol (*I.R.B.*[35]) care cuprindea 16 grupuri de sol întâlnite la nivel global. Progresele remarcabile în definitivarea Bazei Internaţionale de Referinţă pentru Resursele de Sol au fost prezentate la al XIV-lea Congres Internaţional pentru Ştiinţa Solului de la Kyoto (Japonia), când au fost prezentate 20 de grupe de sol, iar caracterele care le definesc reflectă procesele de formare a solului.

Următoarele reuniuni internaţionale au pus în discuţie oportunitatea dezvoltării a două sisteme internaţionale (I.R.B., cu 20 de unităţi, şi FAO, cuprinzând 29 de grupe majore de sol) care converg către inventarierea resurselor de sol ale lumii. Rezoluţia finală a fost adoptarea Legendei Hărţii Solurilor Lumii de către Baza Internaţională de Referinţă pentru Resursele de Sol, urmând să aibă loc armonizarea celor două sisteme, proiectul continuând sub denumirea de *Baza Mondială de Referinţă pentru Resursele de Sol.*

Primul text oficial al W.R.B.-S.R. a fost publicat după al XVI-lea Congres Mondial de Ştiinţa Solului (Montpellier-Franţa) prin intermediul a trei volume[36]. Textul a fost adoptat de Cosiliul I.S.S.S., urmând să rămână neschimbat până la al XVIII-lea Congres Mondial de Ştiinţa Solului (Philadelphia-Pennsylvania, U.S.A.), în această perioadă urmând ca W.R.B.-S.R. să fie testată extensiv (*I.U.S.S. Working Group W.R.B.*, 2006).

### *6.4.2. Caracteristici generale*

– clasificarea solurilor se bazează pe proprietăţile solului, definite prin intermediul orizonturilor şi caracteristicilor de diagnostic, care pot fi observabile şi măsurabile în teren;

– selectarea caracteristicilor de diagnostic are în vedere relaţia acestora cu procesul de formare a solului;

– caracteristicile de diagnostic vor fi luate în considerare dacă prezintă importanţă pentru managementul solului, pe cât posibil, la cel mai înalt nivel de generalizare;

– parametrii climatici nu sunt luaţi în considerare la clasificarea solurilor, deci nu intră în definirea acestora;

---

[33] International Soil Reference and Information Centre

[34] United Nations Environmental Program

[35] International Reference Base for Soil Classification

[36] Baza Mondială de Referinţă pentru Resursele de Sol. Introducere, Baza Mondială de Referinţă pentru Resursele de Sol. Atlas şi Baza Mondială de Referinţă pentru Resursele de Sol.

– W.R.B. este un sistem de clasificare cuprinzător care permite racordarea sistemelor naționale de clasificare la acesta.

• la primul nivel baza de referință se limitează la 32 de grupuri de referință de sol;

• clasificarea W.R.B. constă în combinarea unui set de calificative prefixe și sufixe care, adăugate grupelor de referință, duc la caracterizarea și clasificarea precisă pentru fiecărui sol.

– grupurile de referință din W.R.B. sunt reprezentative pentru marile regiuni de sol, ceea ce permite realizarea unei imagini generale asupra învelișului de sol al Terrei;

– W.R.B. nu substituie sistemele naționale de clasificare, dimpotrivă, servește ca limbaj comun pentru denumirea solurilor la nivel internațional;

– Legenda revizuită a Hărții Solurilor Lumii, elaborată de FAO/UNESCO (1988), a stat la baza elaborării W.R.B.-S.R., 1998;

– prima ediție a W.R.B.-S.R. (1998) cuprinde 30 de grupuri de referință, în timp ce ediția a doua (2006) s-a lărgit cu încă două grupuri de referință ;

– W.R.B. este un instrument de inventariere a resurselor de sol la nivel global, permițând în același timp schimbul de informații și experiență în vederea creării unui limbaj științific, aplicabil în știința solului, dar și în schimbul de informații cu alte științe.

### *6.4.3. Unitățile taxonomice din W.R.B.-S.R.*

*Principiile care stau la baza diferențierii unităților taxonomice în WRB-SR sunt*:

≺ la primul nivel, referințele sunt diferențiate pe baza proceselor pedogenetice principale care imprimă trăsăturile solului, exceptând anumite materiale parentale care au un rol important în pedogeneză;

≺ la nivel secundar, unitățile de sol sunt separate pe baza anumitor procese pedogenetice secundare care afectează semnificativ trăsăturile inițiale ale profilului. În anumite situații acestea pot avea efect asupra modului de utilizare a solului.

*W.R.B.-S.R. se sprijină pe trei elemente esențiale*:

≺ *Orizonturi diagnostice.* Baza de referință definește într-un capitol special (cap 2) 39 de orizonturi diagnostice, fiecare dintre acestea fiind prezentat pe baza unei scheme care cuprinde: *descrierea generală*, care face referiri la etimologia orizontului, poziția în cadrul profilului (ex. orizont de suprafață sau de subsuprafață), procesele pedogenetice care contribuie la formarea sa ș.a.;

*criteriile diagnostice* iau în considerare parametrii cantitativi determinați direct în teren (ex. culoarea pe baza Atlasului Munsell) sau în laborator (ex. pentru orizontul salic ECe≥15 $dSm^{-1}$ la 25°C în anumite perioade ale anului); *identificarea în teren* se face pe baza proprietăților morfologice (ex. structură, neoformațiuni specifice) și a unor analize expeditive (ex. reacția cu HCl în cazul orizontului calcic); *caracteristicile suplimentare* au în vedere anumite caracteristici particulare care le diferențiază de alte orizonturi (ex. printre altele, gradul de saturare în baze ≥50% diferențiază orizontul molic de cel umbric); *relația cu alte orizonturi diagnostice* definește legătura cu alte orizonturi (ex. orizontul spodic este asociat adesea cu orizontul albic, situându-se sub acesta), poziția spațială (ex. există și alte orizonturi cu un conținut ridicat în argilă, cum ar fi orizontul argic, natric și nitic, cu care poate avea legături laterale, dar cel vertic se regăsește în areale mai joase).

➢ *Proprietăți diagnostice.* W.R.B.-S.R. include 14 proprietăți diagnostice rezultate din pedogeneză (proprietăți andice, vertice etc.).

➢ *Materiale diagnostice.* Baza de referință identifică 12 tipuri de materiale diagnostice care influențează semnificativ pedogeneza. În cadrul acestora pot fi separate materiale diagnostice organice (ex. material organic, ornitogenetic = influențat de excrementele păsărilor) și minerale (material fluvic = sedimente fluviale, marine și lacustre); materiale diagnostice rezultate din activități antropice (ex. artefacte, materiale tehnice dure = materiale consolidate rezultate din activități industriale) și materiale naturale (ex. material gipsiric = material mineral conținând ≥5% gips, din volum, material organic ș.a.).

### *6.4.4. Calificativele*

În W.R.B.-S.R. există trei tipuri de calificative:

– *calificative asociate tipice*: se referă la cheile din cadrul grupelor de referință ale solurilor (ex. *plaggic* pentru Antrosoluri);

– *calificative intergrade* (de tranziție): sunt acelea care reflectă criterii diagnostice importante pentru alte grupe de referință ale solurilor (ex. histic, gleic, andic etc.);

– *alte calificative*: sunt diferite de primele două și evidențiază caracteristici precum: culoarea, gradul de saturare în baze sau alte proprietăți fizice și chimice care nu sunt luate în considerare de calificativele asociate tipice.

În a doua ediție a W.R.B.-S.R. calificativele se împart în calificative prefixe și sufixe.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Utilizarea calificativelor*

*Calificativele prefixe* includ *calificativele asociate tipice* şi *calificativele intergrade*. Pentru denumirea unui sol calificativele prefixe vor fi amplasate înaintea grupului de referinţă al solului.

*Calificativele sufixe* includ alte calificative în ordinea:

– *calificative care se referă la orizonturile diagnostice* (ex. *albic*, cu orizont albic în primii 100 cm de la suprafaţa solului);

– *proprietăţi sau materiale*.(ex. garbic = strat conţinând peste 20% artefacte, se aplică numai pentru tehnosoluri);

– *calificativele aflate în relaţie cu caracteristicile chimice* (ex. eutric = cu saturaţie în baze ≥50% în cea mai mare parte între 20-100 cm de la suprafaţa solului);

– *calificativele care au legătură cu proprietăţile fizice* (densic = prezentând compactare naturală sau artificială în primii 50 cm de la suprafaţa solului, împiedicând pătrunderea rădăcinilor);

– *calificative care se referă la caracteristicile mineralogice* (ex. sinlandic = orizont cu proprietăţi andice, se aplică numai la andosoluri);

– *calificative care fac specificări la caracteristicile suprafeţei* (toxic = având într-un strat din primii 50 cm de la suprafaţa solului o concentrare toxică de substanţe organice sau anorganice, altele decât Al, Fe, Na Ca şi Mg);

– *calificative care indică caracteristicile texturii* (argilos = cu textură argiloasă într-un orizont, cu grosime de 30 cm sau mai mult, în primii 100 cm de la suprafaţă);

– calificative care vizează culoarea (ex. rodic), la care se pot adăuga şi alte calificative.

Pentru denumirea unui sol calificativele sufixe vor fi amplasate între paranteze după denumirea grupului de referinţă. În general, două calificative sunt suficiente pentru a caracteriza cele mai multe soluri ((ex. Geri-Acric Feralsol (Humic şi Xantic)) (Dekers *et al.*, 2002).

### *6.4.5. Etapele clasificării solului*

În W.R.B.-S.R. (2006) sunt prezentate trei etape care permit clasificarea solului:

**1.** Ca expresie a grosimii şi adâncimii la care apare un orizont, acesta va fi definit în termeni morfologici şi/sau pe criterii analitice, pe baza orizonturilor de diagnostic, a proprietăţilor şi materialelor din W.R.B.-S.R. (conform capitolului 2).

BUASVM CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**2.** Combinațiile dintre orizonturile de diagnostic, proprietăți și materiale vor fi comparate cu cele ale cheilor de determinare (capitolul 3 din W.R.B.-S.R.), urmând ordinea grupelor de referință ale solurilor. Utilizatorul va parcurge sistematic ficare cheie de determinare a grupelor de referință ale solurilor, excluzându-le pe cele care nu corespund realității.

Această etapă corespunde primului nivel de clasificare.

**3.** La nivel secundar de clasificare vor fi utilizate calificativele. Acestea se găsesc în două coloane, asociate cheilor de determinare pentru grupele de referință ale solurilor (tab. 6.2). Prima coloană cuprinde calificativele prefixe asociate cheilor de determinare a grupelor de referință și includ calificativele asociate tipice și calificativele intergrade. A doua coloană din aceeași secțiune va include alte calificative.

**Tabelul 6.2.** Exemplu de cheie pentru determinarea grupului de referință al podzolului din W.R.B.-S.R. (2006)

| Cheie pentru grupul de referință al solului | Calificative prefixe | Calificative sufixe |
|---|---|---|
| Alte soluri care au orizont spodic în primii 200 cm de la suprafața solului mineral | Placic | Hortic |
| **PODZOL** | Ortsteinic | Plaggic |
| | Carbic | Terric |
| | Rustic | Antric |
| | Entic | Ornithic |
| | Albic | Fragic |
| | Folic | Ruptic |
| | Histic | Turbic |
| | Tehnic | Gelic |
| | Hiperscheletic | Oxiaquic |
| | Leptic | Lamelic |
| | Gleic | Scheletic |
| | Vitric | Drainic |
| | Andic | Novic |
| | Stagnic | |

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

| | | |
|---|---|---|
| | Umbric | |
| | Haplic | |

*Structura Bazei Mondiale de Referință pentru Resursele de Sol*

Ediția a II-a a W.R.B.-S.R. (2006) cuprinde 32 de grupuri de referință: *Acrisoluri, Albeluvisoluri, Alisoluri, Andosoluri, Antrosoluri, Arenosoluri, Calcisoluri, Cambisoluri, Cernozemuri, Criosoluri, Durisoluri, Feralsoluri, Fluvisoluri, Gleisoluri, Gipsisoluri, Histosoluri Kastanozemuri, Leptosoluri, Lixisoluri, Luvisoluri, Nitisoluri, Phaeozemuri, Planosoluri, Plintosoluri, Podzoluri, Regosoluri, Solonceakuri, Solonetzuri, Stagnosoluri, Tehnosoluri, Umbrisoluri* și *Vertisoluri.*

## 6.5. TAXONOMIA AMERICANĂ (EDIȚIA A X-A, 2006)

### *6.5.1. Istoric*

R.W. Simonson (1991), analizând evoluția clasificării solurilor în SUA, distinge trei etape: inițială, intermediară și actuală.

În etapa inițială nu s-a conturat o schemă de clasificare asemănătoare celor actuale, totuși au fost diferențiate regiunile, seriile și tipurile de sol. Prima clasificare americană publicată s-a datorat lui Milton Withney (1909). Prin această clasificare au fost separate 13 regiuni având aceleași caracteristici geografice (piemonturi, regiuni litorale), iar solurile din cadrul unei regiuni se formau pe aceleași depozite geologice. Fiecărei regiuni îi revenea o serie, iar în cadrul acesteia un tip de sol se diferenția de altul prin textură. Importanța clasificării realizată de Withney rezultă din definirea *seriei*, care este utilizată și în prezent în cadrul taxonomiei.

Coffey (1912) a abordat pentru prima dată solul ca fiind un corp natural independent și care trebuie clasificat pe baza proprietăților interne, diferențele acetor proprietăți fiind determinate de variația caracteristicilor climatice și diversitatea asociațiilor vegetale de la un loc la altul (Buol *et al.*, 1989).

Exponentul principal al dezvoltării clasificării solurilor în perioada intermediară este C.F. Marbut, care a preluat de la Glinka și înaintașii acestuia ideile importanței factorilor pedogenetici ; în cazul său accentul este pus însă pe componentul geologic, dezvoltat anterior de Withney. În acest context

pedogenetic, teritoriul SUA a fost împărțit pe baza prezenței carbonatului de calciu în *pedocal* iar (oxizii de) Fe și Al sunt specifici *pedalferului.*

Elementele de noutate introduse de Marbut în taxonomia solurilor sunt: profilul de sol, prin proprietățile interne, este considerat unitatea fundamentală pentru studiul învelișului pedologic; realizează primul sistem multicategorial de taxonomie a solurilor; stabilește criteriile pentru definirea seriilor de sol, criterii parțial utilizate și în prezent (Buol *et al.*, 1989).

Sistemul multicategorial realizat de Marbut se abate de la principiul integralității – solurile imature nu puteau fi clasificate într-un mod satisfăcător. De exemplu, un sol care aparține pedocalului într-o regiune va fi considerat pedocal intrazonal în altă regiune, ca urmare a diferențelor de material parental sau a configurației reliefului.

Finele acestei perioade îi aparține lui Balwin, care reorientează clasificarea solurilor către conceptul zonalității, dar are și meritul editării *„Anuarului Agriculturii"* (1938).

*Perioada modernă cantitativă* se caracterizează prin ameliorarea continuă a taxonomiei solurilor, cele mai importante realizări fiind includerea seriilor în cadrul marilor grupe (1945), acceptarea notării orizonturilor prin succesiunea A-B-C, crearea unui limbaj nou, standardizarea culorilor solului etc. (Simonson., 1991). Evoluția acestuia va continua secvențial prin aproximări, până la Congresul Internațional de Știința Solului din SUA (1960), când este publicată A 7-a Aproximație.

Evoluția continuă face ca Taxonomia americană să devină un sistem dinamic de clasificare (Singer, Ewing, 2000).

***6.5.2. Elementele care definesc taxonomia americană*** sunt: orizonturile de suprafață sau epipedonul, orizonturile diagnostice de subsuprafață, caracteristicile diagnostice (pentru soluri minerale și organice).

Taxonomia americană este un sistem ierarhic care cuprinde: *ordinele, subordinele, marile grupe, subgrupele, familiile* și *seriile.*

Separarea *ordinelor de sol* s-a realizat pe baza proceselor pedogenetice, notate prin intermediul orizonturilor diagnostice. Taxonomia americană cuprinde 12 ordine de sol ale căror denumiri provin din compunerea cuvântului „sol", care reprezintă terminația cuvântului, și o parte formativă, de regulă din latină sau greacă, care oferă indicații asupra unor caracteristici esențiale ale ordinului.

<u>Exemplu:</u> lat. *Mollis* = moale și *sols*, rezultând *Mollisols.*

*Subordinele* de sol reprezintă subdiviziuni ale ordinelor, la baza individualizării acestora stă prezența sau absența unor trăsături genetice determinate de excesul de apă, de anumite condiții climatice, existența anumitor materiale parentale etc.

Denumirea subordinelor se face păstrând elementul formativ al ordinului dar alipindu-i ca prefix elementul formativ al subordinului.

*Exemplu:* molisolurile cu regim termic xeric sunt denumite *Xerolls*.

*Marile grupe*, ca unitate ierarhică inferioară subordinelor, sunt definite pe baza modului de dispunere a orizonturilor diagnostice sau prin anumite proprietăți diagnostice.

Pentru denumirea marilor grupe se păstrează denumirea subordinului la care se adaugă un prefix semnificativ din latină sau greacă.

*Exemplu:* Xerolls cu orizont calcic sau gipsic vor fi denumite *Calcixerolls* (lat. *Calcis*=calcar).

*Subgrupele* sunt diferențiate pe baza unor proprietăți ale pedonului care indică intergradele către alte mari grupe, subgrupe, subordine sau ordine sau extragrade către suprafețe fără sol.

Denumirea subgrupelor se face păstrând denumirea subgrupului dar la care se adaugă în față un cuvânt care marchează anumite proprietăți.

*Exemplu:* calcixeroll care prezintă contact litic în primii 50 cm ai pedonului va fi denumit *Lithic calcixerolls*.

*Familiile de sol,* ca subdiviziuni ale subgrupelor, sunt separate pe baza claselor de textură în secțiunea de control, a claselor mineralogice, a temperaturii și a profunzimii solului.

*Seriile de sol* sunt identificate printr-un anumit mod de aranjare a orizonturilor, prin anumite caracteristici referitoare la culoare, textură, structură, consistență și reacție la care se adaugă unele proprietăți chimice și mineralogice ale orizonturilor.

### *6.5.3. Scurtă caracterizare a ordinelor de sol*

***Alfisolurile*** (cu element formativ fără sens) prezintă condiții acvice pentru o anumită perioadă de timp în anii climatic normali.

Acestea au o distribuție geografică largă, din climatele semiaride până în cele umede, pe materiale parentale bogate în cationi bazici (Singer, Ewing, 2000). Cele mai multe alfisolurile se găsesc sub vegetație forestieră nemorală în climatele umede și sub vegetație ierboasă sau de savană în climatele mai uscate.

BUASVM CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

Procesul pedogenetic care contribuie la formarea alfisolurilor este translocarea argilei din orizonturile A sau E în orizontul B argic.

***Andisolurile*** (jap. *an*=negru şi *do*=sol) se formează pe materiale rezultate din explozii vulcanice (cenuşă, tufuri), caracterizate prin stratificaţie, pe curgeri de lavă sau pe materiale consolidate în interiorul scoarţei şi aduse la zi prin eroziune.

Culoarea andosolurilor este influenţată de proprietăţile rocilor. Andosolurile formate pe roci vulcanice acide (andezite, riolite) au culori deschise, iar cele formate pe roci mafice (olivină) prezintă culori închise.

***Aridisolurile*** (lat. *aridus*=uscat) se caracterizează prin regim de umiditate aridic, secţiunea de control fiind uscată în cea mai mare parte a timpului în anii normali climatic. Morfologic se individualizează epipedonul ocric sau antropic, dar aridisolurile pot prezenta orizont salic (Salids), natric (Natrargids), gipsic sau petrogipsic (Gipsids) etc.

***Entisolurile*** includ solurile minerale cu dezvoltare minimă a profilului prin procese de alterare, având capacitatea de a susţine dezvoltarea plantelor (Singer, Ewing, 2000). Entisolurile sunt asociate reliefului foarte tânăr (Fluvents), suprafeţelor cu exces de umiditate (Aquents) sau litologiei care constituie un factor restrictiv pentru pedogeneză (Psamments).

***Gelisolurile***, spre deosebire de alte ordine, sunt definite preponderent pe baza proprietăţilor fizice şi termice. Fiind situate la latitudini mari sau în areale montane înalte, se caracterizează prin prezenţa permafrostului iar îngheţul determină apariţia formelor de crioturbaţie. Consecinţă a condiţiilor climatice restrictive, la suprafaţa solului se acumulează materie organică în diferite stadii de descompunere.

***Histosolurile*** sunt formate din acumulări variabile de materie organică pe fondul saturării cu apă în cea mai mare parte a anului.

***Inceptisolurile*** (lat. *inceptum*=început) includ solurile aflate într-un stadiu incipient de dezvoltare. Totuşi, materialul parental, prin procese de alterare, este suficient de transformat încât să permită diferenţierea inceptisolurilor de entisoluri.

Inceptisolurile sunt considerate un depozit pentru toate celelalte soluri, indiferent de ordin, care nu pot fi clasificate, din zonele climatice reci până în cele tropicale umede (Singer, Ewing, 2000).

***Molisolurile*** au epipedon molic, dar caracteristicile solurilor aparţinând ordinului sunt diferenţiate în funcţie de condiţiile climatice. Molisolurile pot

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

avea un orizont de culoare deschisă ca urmare a prezenței unor pigmenți ai materiei organice, argilei și oxizilor de fier (Singer, Ewing, 2000).

***Oxisolurile*** sunt definite prin următoarele caracteristici: chimic – prezintă capacitate redusă de schimb cationic; mineralogic – domină argilele caolinitice (Van Wambeke, 1992); culori deschise ale epipedonului (valori <2 la materialul umed) (*K.S.T.*[37], 1998).

Oxisolurile sunt asociate climatelor tropicale umede și formelor de relief vechi și stabile.

***Spodosolurile*** sunt definite pe baza epipedonului histic și a trăsăturilor redoximorfice asociate orizontului albic sau spodic.

Pentru cea mai mare parte din arealul spodosolurilor condițiile climatice sunt restrictive, unele dintre acestea având regim criic (criods) iar altele au epipedonul saturat în apă (Epiaquods).

***Ultisolurile*** sunt diagnosticate prin orizontul argic sau candic iar partea inferioară a profilului are gradul de saturație în baze scăzut. Diferit de oxisoluri, în zona tropicală acestea se găsesc pe formele de relief cele mai tinere (Buol *et al.*, 1989). Cantitatea ridicată de precipitații determină o debazificare intensă, prefixul *ulti* indicând acest lucru (Van Wambeke, 1992).

***Vertisolurile*** sunt soluri argiloase, dominate de argilele gonflabile de tip 2:1 care au comportament diferit între perioadele uscate și umede. Vertisolurile sunt considerate soluri recente; areale importante ocupă poziție altitudinală joasă (la baza versanților, în depresiuni), dar pot să apară și în zone înalte (Singer, Ewing, 2000).

## 6.6. REFERENȚIALUL PEDOLOGIC (1995)

### *6.6.1. Istoric*

Referențialul Pedologic (R.P.) francez este rezultatul activității pedologilor francezi, dar și al colaboratorilor din alte țări, desfășurată în perioada 1979-1995 (Baize *et al.*, 2000). R.P. nu trebuie perceput ca o ruptură față de sistemele anterioare; dimpotrivă, este o continuare firească, dar într-o formă elaborată, a proiectelor de clasificare și a Clasificării solurilor din 1967[38] (Ségalen *et al.*, 1979).

---

[37] Keys to Soil Taxonomy.

[38] *Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols* (C.P.C.S.) a publicat în 1967 prima clasificare a solurilor din Franța.

R.P. a fost prezentat succesiv la câteva congrese internaționale, în 1988 la Congresul de la Alma-Ata, în 1990 la Congresul Internațional de Știința Solului de la Kyoto (Dejou, Tricart, 1991), în 1993 la Salamanca[39] (Spania), pentru ca în 1995 să fie publicată ultima variantă.

Cu toate că școala pedologică franceză are o experiență bogată în cunoașterea solurilor din zonele intertropicale, totuși P.R. nu are incluse capitole speciale destinate acestor soluri, dar între P.R. și W.R.B. există numeroase similitudini (ex. *References Soil Groups* în W.R.B.-S.R. ↔ *Grands ensambles de références* în P.R.). Atât în W.R.B.-S.R., cât și în P.R. solul este definit pe baza proprietăților intrinseci, nefiind luate în considerație caracteristicile climatice, ale vegetației etc., deși P.R. permite și includerea unor informații suplimentare (Baize *et al.*, 2000). Acestea permit utilizarea P.R. și pentru alte teritorii decât cel francez, ca urmare a referirilor la tipurile de climat și la materialele parentale care condiționează formarea anumitor soluri.

### *6.6.2. Caracteristici generale*

Conceptual, referențialul se bazează pe proprietățile morfogenetice ale solului (Baize *et al.*, 1990), dar sunt introduse două elemente de noutate:

• Conceptul de sol, care era privit ca un element punctual al peisajului, va fi lărgit (Dejou, Tricart, 1991). Prin urmare, obiectul de studiu este învelișul pedologic, divizat în orizonturi care se succedă vertical și lateral;

• În opinia pedologilor francezi, sistemul nu este o clasificare propriu-zisă, realizată după o structură ierarhică, ci este un referențial pedologic.

Autorii referențialului au dorit realizarea unei tipologii a solurilor care să răspundă cerințelor științifice și practice, care include două categorii: *referințele* și *tipurile*, ca subdiviziuni ale celor dintâi, prin adăugarea de calificative (Baize, Girard, 1995).

Unitatea de bază, cunoscută în pedologie sub denumirea de sol, va fi numită în cadrul referențialului *înveliș pedologic*, care constituie un ansamblu de orizonturi, considerate volume, organizate tridimensional (Duchaufour, 1998).

Alte concepte utilizate în referențial includ noțiunile de *solum* și *profil*, care sunt diferite de cele din alte țări și de cele formulate anterior. Dimensiunile pentru solum sunt decimetrice în plan orizontal și centimetrice pe orizontală, permițând descrierea caracteristicilor. Conceptul de solum este o noțiune

[39] *XII Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo* (1993).

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

abstractă care asociază morfologiei un anumit mod de funcționare, o grupare de proprietăți și un tip de evoluție pentru a defini categoriile (categorii morfologice, pedogenetice etc.). Profilul reprezintă o succesiune de informații referitoare la sol, ordonate de sus în jos. Aceste informații au un caracter relativ datorită percepției vizuale, pe baza informației date de o singură variabilă sau de unele caracteristici sintetice (*profil de alterare*, *profil cultivat*).

*Pedonul* este volumul necesar pentru eșantionarea și descrierea învelișului pedologic într-un punct dat, iar *învelișul pedologic* este constituit dintr-o multitudine de volume naturale reale.

### *6.6.3. Structura Referențialului Pedologic*

Referențialul este organizat în orizonturi de referință, referințe, tipuri, calificative și mari ansambluri de referințe.

**Orizonturile de referință** constituie baza sistemului, acestea permit definirea referințelor. În cadrul RP există 70 de orizonturi definite pe baza caracteristicilor morfologice, a datelor analitice, a semnificației pedogenetice și a poziției în cadrul învelișului de sol.

**Referințele** sunt definite prin intermediul solumului diagnostic și au în vedere: definiția și semnificația pedogenetică, profilul diagnostic și macro-caracteristicile specifice, calificativele asociate, poziția în peisaj, exemple de tipuri, proprietăți agronomice, silvice, geotehnice etc., funcționarea, intergradele și limitele de toleranță dincolo de care nu pot fi adăugate alte profile la referință.

Alte referințe pot fi definite pe baza următoarelor proprietăți: poziția profilului în pedopeisaj și natura materialului parental (în cazul fluvisolurilor), macro-caracterele solului date de anumite proprietăți observabile în cadrul mai multor orizonturi (ex. tranziția bruscă în cazul planosolurilor).

La nivel global, referințele constituie un instrument în schimbul de informații și pentru a exprima distribuția proceselor pedogenetice.

Referințele se subdivid în tipuri cu ajutorul calificativelor. La nivel de tip pot fi stabilite corespondențe între Referențialul Francez și alte clasificări, după cum este posibil să extrapolăm cunoștințele de la un teritoriu la altul, pedologic comparabile.

**Calificativele** însoțesc o referință în scopul de a transmite o cantitate mai mare de informații, precizând tipul materialului parental, al substratului și al părții superioare a solurilor humifere, indicând originea și intensitatea excesului

de apă, oferind informații privind poziția spațială a profilului[40] la care se adaugă calificativele pentru orizonturi (textură, pH etc.). Unele calificative pot desemna poziția unor orizonturi, subliniază diferențele dintre morfologia profilului și funcționalitatea hidrică[41] sau fizico-chimică, evidențiază unele caractere moștenite dintr-o pedogeneză anterioară[42].

**Marile ansambluri de referințe** (G.E.R.[43]) constituie un ansamblu topologic al cărui concept central este bine definit și recunoscut de numeroase alte clasificări (ex. podzoluri, andosoluri). Marile ansambluri de referințe grupează mai multe referințe care au caracteristici comune (ex. orizonturi de referință), iar constituirea acestora s-a realizat pentru a evita repetarea prezentării referințelor. Marile ansambluri de referințe nu constituie o categorie ierarhică în cadrul referențialului, prin urmare acestea au un rol secundar.

Referențialul cuprinde: 73 de orizonturi de referință, 102 referințe incluse în 30 de capitole, 230 de calificative la care se adaugă anexe și echivalări cu clasificările anterioare.

### *6.6.4. Denumirea solurilor pe baza Referențialului Pedologic*

Stabilirea unei legături cu Referențialul pedologic se realizează în patru etape (Baize, 1998):

1. *Obținerea de informații pe teren și în laborator prin*:
   – descrierea solumului și a mediului aferent;
   – analize chimice, lame microscopice etc.
2. *Interpretarea datelor se face prin intermediul*:
   – orizonturilor de referință;
   – conceptului de solum;
   – proprietăților și funcționalității.
3. *Stabilirea unei legături cu una sau mai multe referințe.*
4. *Transpunerea acestei legături într-o formă standardizată.*

Legăturile în cadrul referențialului pot fi:

– *simple*, când solumul studiat corespunde exact definiției date prin referențial, dar aceste situații sunt rare;

---

[40] Exemplu: Subalpin=calificativ pentru un sol specific etajului de vegetație subalpin.
[41] LUVISOL DEGRADAT resaturat, *drenat*, cu fragipan (dezvoltat) pe depozite vechi de löess (Baize, *et al.*, 2001, Euro Soil Bureau, no 7)
[42] Paléo-luvique=paleo-luvic
[43] GER =grands ensambles de références

– *imperfecte,* când anumite caractere nu corespund definiției date de referențial;

– *duble* sau *multiple*, când un solum poate avea legături cu două referințe. Această situație este folosită pentru a conserva cât mai bine informația și pentru a ne da seama de realitate;

– *intergrade*, când un solum se găsește la jumătatea distanței dintre două referințe, dar acesta poate fi în legătură cu 3 sau 4 referințe (intergrade multiple).

Denumirea unui *solum* se realizează în două etape:

• prima, de *interpretare*, este obligatorie și are în vedere *lista de referințe*, iar notarea se face cu majuscule;

• a doua, de *informare*, se bazează pe:

– utilizarea *calificativelor* pentru a determina un *tip* și pentru a transmite un set de informații;

– descrierea materialului prin intermediul granulometriei, compoziției mineralogice, litologie etc.; notarea în ambele cazuri se face cu litere mici.

Exemple: CALCOSOL fluvic, vertic, argilos, reductic.

PELOSOL-REDOXISOL situate în partea inferioară a versantului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL VII

# RESURSELE DE SOL ALE TERREI

Caracterizarea resurselor de sol ale Terrei se va face pe baza nomenclaturii W.R.B.-S.R. (2006). Dacă în cadrul primei ediții a W.R.B.-S.R. (1998) se observa influența climatului în organizarea grupurilor de referință ale solurilor, cum era cazul *Solurilor minerale condiționate de climatul stepic* care includeau kastanozemurile, cernozemurile și phaeoziomurile, în a doua ediție accentul în gruparea solurilor este pus pe procesele pedogenetice (ex. soluri cu acumulare de materie organică și grad ridicat de saturație în baze, incluzând *kastanozemurile, cernozemurile și phaeoziomurile*). Față de prima ediție, unde între unele grupe de referință ale solurilor exista o legătură genetică, în a doua ediție prezentarea solurilor se face în ordine alfabetică.

## 7.1. SOLURI CU ORIZONT ORGANIC GROS

### *7.1.1. Histosolurile*

*Pedogeneza*: histosolurile sunt soluri care au un conținut ridicat de materie organică (>20%). În general, formarea histosolurilor este determinată de condiții climatice mai severe care încetinesc transformarea materiei organice, aciditatea scăzută și mediul reducător, toate acestea contribuind la formarea turbăriilor oligotrofe întâlnite la latitudini mari.

Gradul de descompunere a materiei organice depinde de menținerea apei în profil și de curgerea acesteia, de acumularea C organic, de conținutul în azot, de valorile densității materialului și de capacitatea de schimb cationic. Circulația apei în lungul pantelor abrupte din sud-estul statului Alaska contribuie la aerația acestora, diminuând rata de producere a metanului și accelerând descompunerea materiei organice (D'Amore, Lynn, 2002).

BOKU - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Condițiile antagoniste anaerobioză-aerobioză au un rol important în acumularea materiei organice. Astfel, anaerobioza întârzie descompunerea materialului vegetal, contribuind la formarea histosolurilor, în timp ce condițiile de aerobioză au eficiență în descompunerea părții organice, determinând acumularea unei cantități reduse de material organic.

*Caractere diagnostice*: (gr. *histos*=țesut) densitatea materialului organic are valori reduse, capacitate de reținere a apei mare, pH este variabil de la acid sau extrem de acid și de la alcalin și extrem de alcalin, capacitatea de schimb cationic este variabilă.

În condiții normale, histosolurile prezintă la partea superioară acumulări de material mai puțin descompus; odată cu adâncimea, gradul de descompunere părții organice este mai mare (fig. 7.1).

*Distribuție geografică*: histosolurile acoperă o suprafață de 275 mil. ha; cea mai mare parte se găsesc în emisfera nordică (nordul Canadei, Europei și Rusiei), $^1/_3$ apar în zona temperată, respectiv pe suprafețe joase și în spațiul montan și $^1/_6$ din suprafață se găsește în zona tropicală, pe suprafețe cu altitudini reduse din zonele costiere. Histosolurile de la latitudini mari se asociază adesea cu gleisolurile.

Pe latura pacifică a munților Alaska histosolurile se extind din sud, din zona golfului Entrance până în nord, în Golful Yakutat. Condițiile de formare sunt reprezentate prin relieful jos din lungul văilor glaciare, prin vegetația forestieră (*Tsuga heterophylla, Thuja plicata, Picea sitchensis* etc.) și climatul caracterizat prin veri reci și ierni mai puțin severe (D'Amore, Lynn, 2002).

În Carpați mlaștinile oligotrofe se situează la altitudini de 700-1.600 m, acumularea materiei organice le conferă o formă convexă în partea centrală, iar către margine troficitatea crește (Lupașcu, 2004). În Carpații Orientali există numeroase acumulări de material organic în areale depresionare (Poiana Stampei) și la altitudine, Mlaștina Mohoș (M-ții Harghitei); uneori, în depresiuni acestea au fost drenate, materialul organic a fost distrus prin incendiere (Depresiunea Ciuc) și ca urmare a impactului diverselor agrotehnici.

Cantități importante de materie organică s-au acumulat în condiții climatice diferite de cele actuale, formând soluri organice îngropate. În Delta Dunării au fost interceptate două aliniamente de acumulări de turbă: primul la 3-10 m și al doilea la 25-35 m în lungul brațului Sf. Gheorghe (Romanescu, 2002).

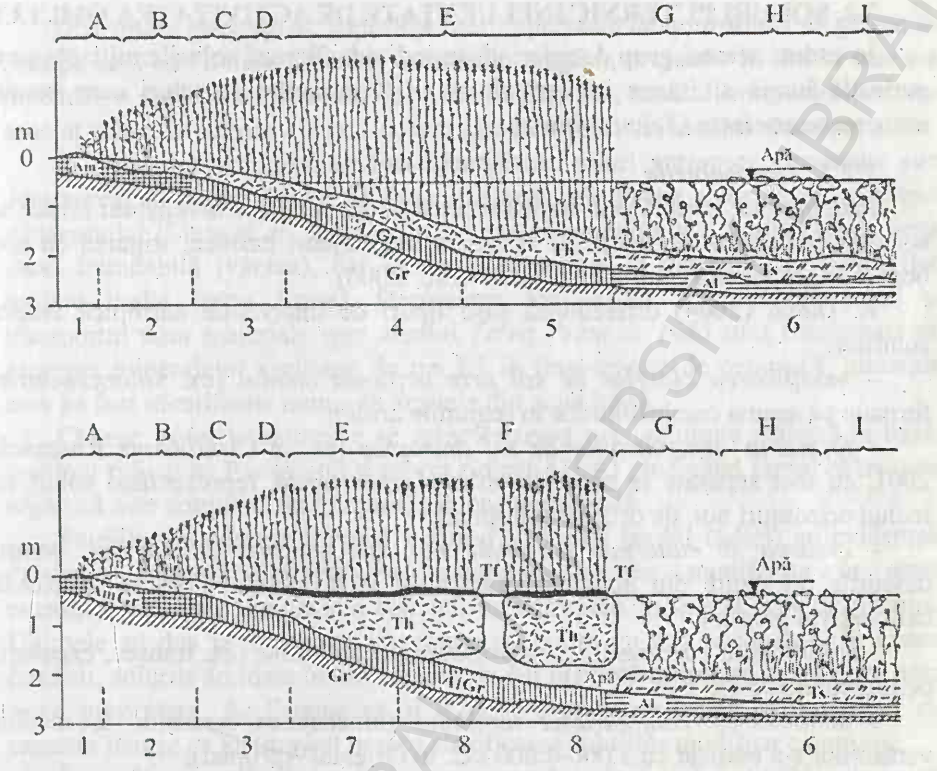



**Figura 7.1. Orizonturi de sol**: **Am**=A molic, **Al**=A limnic, **Gr**=gleic de reducere, **Tf**=turbos fibric, **Th**=g hemic, **Ts**=turbos sapric; **fitocenoze:** **A**=Caretum, **B**=Scirpetum, **C**=Typhaetum, **D**=Typhaetum-Phragmitetum, **E**=Phragmitetum, **F**=Phragmitetum natans, **G**=Potamogetonetum, **H**=Nupharetum, **I**=Characetum **tipuri de sol:** **1**=gleiosol, **2**=gleiosol histic, **3**=mlaştină–gleiosol histic, **4**=histosoluri şi gleiosoluri submerse, **5**=histosoluri fibrice şi hemice submerse, **6**=limnosol, **7**=histosoluri fibrice şi hemice **8**=histosoluri fibrice şi hemice pe formaţiuni de plaur (Munteanu, 1995)

*Utilizare şi management*: cea mai mare partea a histosolurilor este acoperită de vegetaţie naturală, întrucât şi condiţiile climatice sunt restrictive pentru utilizarea acestora în agricultură. Totuşi, când sunt drenate şi utilizate în sistem agricol se impune controlul traficului utilajelor, întrucât există riscul tasării materiei organice.

## 7.2. SOLURI PUTERNIC INFLUENȚATE DE ACTIVITATEA OMULUI

În cadrul acestui grup de referință se individualizează solurile utilizate pe o perioadă lungă și intens în agricultură (*Antrosolurile*) și soluri care conțin numeroase artefacte (*Tehnosolurile*).

### *7.2.1. Antrosolurile*

*Pedogeneza*: rezultă prin transformarea pedogenetică a învelișului inițial de sol prin adăugarea de materiale organice sau deșeuri casnice, irigarea cu ape bogate în suspensii și cultivare (*W.R.B.-S.R.*, 2006).

R. Dudal (2004) diferențiază șase tipuri de intervenție antropică asupra solurilor:

– *modificarea claselor de sol prin acțiunea omului* (ex. solonceacurile, formate pe seama cambisolurilor în regiunile aride);

– *formarea orizonturilor de sol antropice* (ex. în Clasificarea Rusească, 2001, au fost separate la nivel de ordin *Agrozemurile*, reprezentând soluri ce includ orizonturi noi, de origine antropică);

– *crearea de materiale parentale noi*, sub acțiunea omului (ex. pentru deșeurile provenite din activități casnice în W.R.B.-S.R., 1998 se utilizează calificativul *garbic*);

– *modificarea caracteristicilor profilului în adâncime* (ex. tranșee, excavații pentru conducte etc.);

– *schimbarea configurației terenului* (amenajarea teraselor la nivelul versanților s-a realizat cu 3.000-4.000 î.C. în Orientul Apropiat);

– *modificarea orizonturilor de la suprafața solului* (arături, defrișări, poluare etc.).

*Caractere diagnostice*: antrosolurile se caracterizează prin proprietăți fizice și chimice diferite cum ar fi: modificarea profilului de sol, îmbogățirea părții superioare a solului în materie organică și în fosfor.

În cazul unor lucrări de amenajare a versanților prin terasare, antrosolurile hortice se caracterizează prin amestecul intens al orizonturilor, uneori existând condiții să apară orizonturi pedogenetice noi, prin neopedogeneză (fig. 5.2). Prin stagnarea apei carbonații sunt îndepărtați în profunzime, în zona de trecere de la o terasă la alta, în timp ce în apropierea rădăcinilor sunt „atrași" către suprafață (Secu *et al.*, 2005). Această situație a fost observată în lungul unei toposecvențe situate în partea de NE a municipiului Iași, unde terenul era utilizat inițial pentru o plantație de pomi fructiferi. Ca urmare a schimbării modului de utilizare a terenului prin construirea cartierului de locuințe Amfiteatru, antrosolurile se vor combina spațial cu tehnosolurile.

BCU "Ion Creangă" UNIVERSITY LIBRARY

*Distribuție geografică*: suprafețe mai importante de antrosoluri se găsesc în Europa de Vest (Belgia, Olanda, Germania, Anglia), respectiv în țări în care s-a practicat o agricultură intensă. În Asia de Sud-Est, arealul antrosolurilor este asociat zonei de cultură a orezului, mai ales la nivelul versanților amenajați.

În bazinul amazonian au fost identificate soluri antropice cunoscute sub denumirea de *Terra Preta de Indo*, dispuse sub forma unor fâșii în lungul Amazonului (Lima *et al.*, 2002). Spațial, ocupă o poziție mai înaltă față de zona joasă inundabilă (várzea), dar se regăsesc numai la extremitatea platourilor terțiare înalte (terra firme). Deplasarea locuitorilor spre zonele joase și transportul unor materiale spre arealul *Terra Preta de Indo* sunt confirmate de prezența mineralelor argiloase de tip 2:1 în fragmentele de ceramică, minerale care au fost identificate numai în argilele din zona joasă.

Chimic, solurile antropice se caracterizează prin saturație ridicată în baze, conținut ridicat de P accesibil și raport ridicat AH/AF, indicând faptul că materia organică este dominată de fracțiunea intens humificată.

Studiile din câmpia aluvială a râului Volturno (sudul Italiei) au evidențiat existența solurilor formate pe materiale aluviale, modificate în urma evenimentelor naturale dar și a activităților antropice, în special prin defrișelenire. Ultimele au dus la înlocuirea vegetației de marșe cu una secundară. În aceste condiții, solurile formate în ultima sută de ani prezintă caractere vertice. Pe baza celor prezentate, A. Ermice *et al.* (2001) propun utilizarea informațiilor cu caracter istoric ca instrument pentru clasificarea solurilor modificate antropic.

Întrucât antrosolurile au fost recent introduse în S.R.T.S. (2003), nu există încă studii speciale asupra acestora, dar anumite caracteristici se regăsesc în lucrări generale sau de specialitate. Antrosolurile hortice se regăsesc pe versanții modificați prin agroterasare (în Depresiunea Transilvaniei, Ciuc, în unele zone viticole).

*Utilizare și management*: antrosolurile europene sunt utilizate pentru culturi de secară, ovăz, orz, cartofi dar și pentru pășuni.

### *7.2.2. Tehnosolurile*

*Pedogeneza*: tehnosolurile sunt nou introduse în cadrul W.R.B.-S.R. (2006), proprietățile și pedogeneza lor sunt influențate de materialele rezultate din activități industriale. Aceste soluri conțin cantități importante de artefacte sau pedogeneza s-a instalat pe materiale dure, asemănătoare rocilor, rezultate din activități industriale (minerit).

*Caractere diagnostice*: pedogeneza este influențată de materiale de origine antropică, prin urmare caracteristicile chimice și fizice ale solurilor astfel

formate sunt intens influențate de aceste materiale. În acest caz, tehnosolurile pot avea un conținut ridicat de schelet[44], de materie organică, pot fi acoperite de „roci" dure rezultate din construcții sau de sol natural, iar unele pot fi afectate de poluare (*Lehmann A.*, 2006).

*Distribuție geografică*: tehnosolurile au distribuție geografică largă, regăsindu-se acolo unde activitățile antropice au dus la crearea solurilor artificiale în zonele construite, în lungul căilor de transport, în areale miniere, în cele de extracție a petrolului.

Tehnosolurile nu se regăsesc în clasificarea românească, dar soluri având proprietățile descrise în W.R.B.-S.R. (2006) se regăsesc în zona limitrofă marilor combinate metalurgice (Călan), în arealele adiacente marilor unități industriale (Fortus-Iași) etc.

*Utilizare și management*: o mare parte a tehnosolurilor sunt influențate de caracteristicile materialelor sau sunt afectate de poluare. Prin urmare, utilizarea acestora în diverse scopuri ridică probleme serioase și costuri ridicate. În cazul gropilor de gunoi, acestea sunt acoperite cu un strat de sol natural care va permite dezvoltarea vegetației.

## 7.3. SOLURI CU LIMITĂRI PENTRU PĂTRUNDEREA RĂDĂCINILOR, CAUZATE DE PERMAFROST SAU PIETRIȘURI

În cadrul grupului de referință sunt diferențiate solurile caracterizate prin prezența gheții în profil (criosolurile) și soluri puțin profunde sau extrem de scheletice (leptosolurile).

### *7.3.1. Criosolurile*

*Pedogeneza*: criosolurile se formează în zone în care înghețul afectează profilul, partea inferioară a acestuia fiind permanent înghețată (permafrost).

Formarea crioturbațiilor este explicată prin intermediul a două modele: primul, denumit *modelul criostatic* se referă la existența celor două fronturi cu mișcări opuse, dinspre partea dezghețată în jos și dinspre permafrost în sus, ceea ce creează presiuni în materialul dezghețat pe parcursul înghețului; al doilea, cunoscut ca *modelul celulelor convective de echilibru*, are la bază mișcarea

[44] Termenul este utilizat forțat, întrucât cel mai adesea este vorba de materiale tehnogene (resturi de cărămidă, betoane etc.), de aceea considerăm mai adecvat termenul de pseudoschelet sau tehnoschelet.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

materialului descendent şi ascendent în cadrul unei reţele de celule (Bockheim, Tarnocai, 1998).

*Caractere diagnostice*: (gr. *kryos* = rece, îngheţat) *morfologia* criosolurilor se individualizează prin prezenţa unui/unor orizont(uri) modelat(e) prin procese de crioturbaţie. Fenomenul constă în apariţia unor suprafeţe de ruptură sau involuţii (onduleuri) în sol, recunoscute prin intruziuni ale materialului organic în orizonturile intermediare sau chiar în subsol, orientarea rocilor, orizonturi îmbogăţite în praf ş.a.

Datorită ciclicităţii îngheţului-dezgheţului, în cadrul profilului de sol sau la suprafaţa acestuia apar o serie de forme specifice ca rezultat al presiunilor sau al selectării materialului în funcţie de dimensiunea particulelor. La suprafaţa solului pot să apară fragmente de rocă cu o anumită dispunere spaţială, cunoscute ca cercuri sau poligoane de pietre. Acestea au axa mare paralelă cu direcţia de ridicare a materialului, ducând la o relativă aliniere a pietrelor (Bockheim, Tarnocai, 1998).

În solurile din regiunile reci (cu permafrost) s-a observat migraţia descendentă a particulelor fine, în special de praf, care formează punţi între particulele de nisip, umplu macroporii sau apar în jurul fragmentelor mai grosiere (Bockheim, Tarnocai, 1998).

Criosolurile sunt asociate cu prezenţa formaţiunilor de gheaţă în profil sub formă de cristale, lentile şi filoane de gheaţă.

În solurile cu textură fină (prăfoasă şi argiloasă) apa este atrasă spre frontul rece unde îngheaţă, determinând uscarea (desiccation) şi compactarea unor orizonturi. Fenomenul poate fi ireversibil, contribuind la formarea orizontului de fragipan (Vogt, Larque, 1998).

*Chimic*, solurile din zonele arctice au un conţinut mai ridicat de carbon organic rezultat parţial în urma crioturbaţiei, prin care materialul organic de la suprafaţa solului este inclus până în subsol (Bockheim, Tarnocai, 1998).

În perioada cât aceste soluri sunt îngheţate se constată inhibarea activităţii microorganismelor.

*Distribuţie geografică*: criosolurile sunt specifice regiunilor continentale reci şi sub-umede, dar cu temperaturi care se menţin în cea mai mare parte a anului sub 0°C. Cele mai mari areale ocupate de criosoluri se găsesc în nordul Rusiei, Europei şi Canadei, în Groenlanda, China şi Mongolia, la care se adaugă regiunile montane înalte (Himalaya, Anzi, Alpi etc.).

Suprafața ocupată de permafrost reprezintă 13% din suprafața uscatului (18 mil. km$^2$) (Bockheim, Tarnocai, 1998), dar cea mai mare parte revine părții de nord a Rusiei (60%) (Shvidenko *et al.*, 1998) și Canadei.

Aproape jumătate din arealul afectat de permafrost al Rusiei este constituit din soluri afectate de gleizare (gleisoluri gelice, cambisoluri și podzoluvisoluri), prezintă acumulări de materie organică la partea superioară și au textură fină, în timp ce regosolurile, leptosolurile, podzolurile și andosolurile sunt caracterizate de o textură mai grosieră, fiind situate în zona permafrostului uscat (Shvidenko *et al.*, 1998)

Observațiile efectuate în Alaska central-vestică (bazinul râului Koyukuk) în zona taigalei, cu medii termice de -5°C au stabilit o corelație între configurația reliefului și caracteristicile solului. Solurile scheletice cu textură grosieră situate în sectoarele convexe ale versantului sunt mai uscate și cu permafrost în profunzime, fără să afecteze morfologia profilului. Solurile din sectoarele concave ale versantului au textură mai fină, sunt umede, deci dominate de procese de reducere, conțin o cantitate ridicată de materie organică, iar permafrostul afectează profilul (Swanson, 1996).

*Utilizare și management*: zonele cu climate severe nu sunt acoperite de vegetație ; pe măsură ce climatul este mai puțin restrictiv, vegetația este mai bogată, trecând de la tundră către limita nordică a pădurii boreale. Aceste soluri, datorită condițiilor climatice restrictive, nu sunt utilizate de om, totuși în Canada ele sunt afectate de industria de extracție a petrolului. La rândul lor, criosolurile ridică probleme serioase pentru conductele de transport al petrolului sau al gazelor naturale.

— ***7.3.2. Leptosolurile***

*Pedogeneza*: leptosolurile rezultă prin pedogeneză normală sau prin eroziunea altor soluri în zone în care materialul parental este roca dură.

*Caractere diagnostice*: (gr. *leptos*=subțire) leptosolurile se caracterizează prin prezența în primii 25 cm a rocii dure, continue. Întrucât alterarea rocii este foarte redusă, grosimea solului este mică și nu pot fi puse în evidență orizonturi diagnostice. Proprietățile fizice, chimice și biologie sunt puternic influențate de caracteristicile materialului parental.

În cazul leptosolurilor schimbările în morfologia profilului sunt sesizabile pentru partea inferioară a profilului, unde apare fie roca dură, fie un orizont C, rezultat prin alterarea materialelor calcaroase. În ultimul caz, orizontul

BCU MS CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

bioacumulativ este de tip molic. Prin urmare, profilul sintetic este de tipul *A-(B)-R* sau *A-(B)-C*.

*Distribuție geografică*: leptosolurile au o distribuție geografică foarte largă din zonele calde până în cele reci, dar reprezintă solurile dominante ale regiunilor montane (Himalaya, Alpi, Anzi etc.) (fig. 7.2).

În Alpii Centrali ocupă areale mari pe materiale parentale provenite din alterarea șisturilor cristaline și sunt reprezentate prin leptosoluri umbrice, litice și districe, iar în Alpii Centrali și Estici din Italia, pe roci sedimentare calcaroase dominante sunt leptosolurile eutrice, litice, molice și rendzinice (*www.soilmaps.it*).

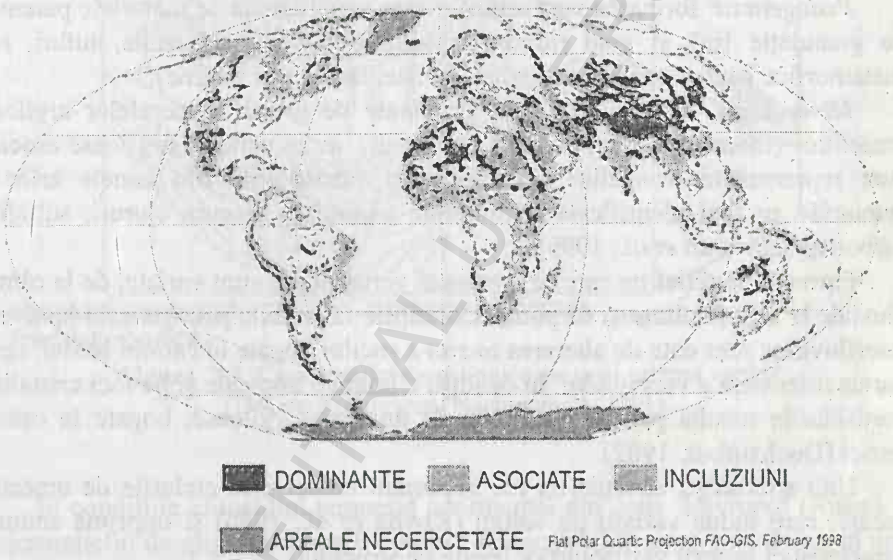



**Figura 7.2.** Distribuția leptosolurilor pe Glob

Evoluția leptosolurilor pe seama eroziunii acrisolurilor a fost observată la nivelul glacisurilor care mărginesc o serie de platouri din Mali (Mandingue, Koutiala).

Leptosolurile sunt corelate, la nivel de tip, cu litosolurile (clasa protisoluri în S.R.T.S., 2003) și sunt caracteristice zonei montane, la nivelul pantelor cu valori ridicate (peste 20°) și pe roci dure.

*Utilizare și management*: cea mai mare parte a leptosolurilor sunt acoperite de vegetație naturală, întrucât apar limitări pentru alt mod de utilizare, limitări

impuse de relief prin declivitatea ridicată a pantei şi de sol, în primul rând prin proprietăţile fizice (volum edafic util redus, capacitate redusă de reţinere a apei ş.a.). Leptosolurile intră în categoria celor mai răspândite soluri din lume, cu aproximativ 1.655 mil. ha.

## 7.4. SOLURI INFLUENŢATE DE APĂ

Grupul de referinţă include soluri având condiţii alternative umezire-uscare, bogate în argilă (*vertisolurile*), soluri din arealele inundabile şi din zonele costiere (*fluvisolurile*), soluri alcaline (*soloneţuri*), soluri îmbogăţite în săruri prin evaporaţie (*solonceacuri*), soluri afectate de apa freatică (*gleisoluri*).

### *7.4.1. Vertisolurile*

*Pedogeneza*: formarea vertisolurilor este condiţionată de materiale parentale cu granulaţie fină şi grad ridicat de saturaţie în baze (bazalte, tufuri, roci metamorfice bazice, marne, depozite fluviale, lacustre şi marine).

*Mineralogic*, vertisolurile sunt dominate de grupul mineralelor argiloase smectitice (montmorillonit, beidelit, nontronit), iar mineralele argiloase asociate sunt reprezentate prin illit şi caolinit. În vertisolurile din zonele aride şi semiaride au fost identificate şi minerale secundare precum cloruri, sulfaţi şi carbonaţi (Eswaran *et al.*, 1999).

Formele de relief pe care se formează vertisolurile sunt variate, de la câmpii aluviale la relief colinar şi de podiş. Condiţiile favorabile pedogenezei la nivelul interfluviilor sunt date de alterarea *in situ* a rocilor bogate în cationi bazici, iar la partea inferioară a versantului, în condiţii climatice tropicale şi pe roci cristaline, vertisolurile rezultă prin aport lateral de minerale argiloase, bogate în cationi bazici (Duchaufour, 1982).

Unii specialişti atribuie un rol important *climei* prin ciclurile de umezire-uscare, care induc variaţii de volum (Kovda *et al.*, 1996) şi imprimă anumite caracteristici proprii vertisolurilor legate de structură.

Aceste soluri au răspândire largă în climatele tropicale şi subtropicale, sunt întâlnite frecvent în climatele temperate şi nu sunt excluse din zonele boreale. În ultimul dintre arealele menţionate, conţinutul în materie organică este mai mic, ceea ce diminuează proprietăţile vertice (Eswaran *et al.*, 1999).

Pe lângă celelalte condiţii pedogenetice, vegetaţia naturală sub care se formează vertisolurile este variată (savană, păduri luminoase, stepe şi vegetaţie arbustivă în zonele semiaride).

*Caractere diagnostice*: prezenţa orizontului vertic, care conţine >35% argilă smectitică.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

*Caracteristicile morfologice* pot fi sintetizate prin următoarele proprietăți: prezența fețelor de alunecare și a structurii sfenoidale (fig. 7.3). În perioada uscată, la suprafața solului apar crăpături, iar în cea umedă, datorită presiunilor interne din sol rezultă alternanțe de microdepresiuni și mici ridicături, cunoscute în Australia sub denumirea de *„microrelief de gilgai"*. Microrelieful de gilgai este format dintr-o alternanță de micro-forme negative (depresiuni) și pozitive (movile) cu dimensiuni de 0,02-1 m (Florinsky, Arlashina, 1998).

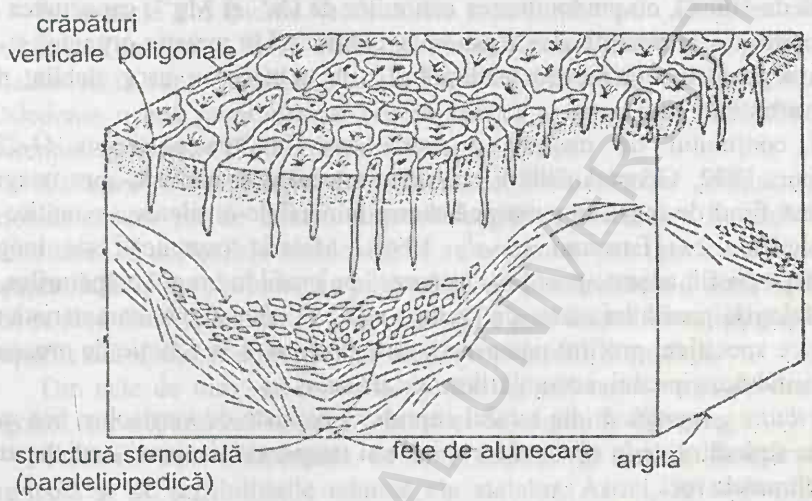



**Figura 7.3.** Caracteristici morfologice ale unui orizont vertic (Dekers, Spaargaren, Nachtergaele, 2001)

În condițiile climatului temperat continental din zona Stavropol (Rusia), în microrelieful de gilgai carbonații prezintă concentrări în zona movilelor, în timp ce în microdepresiuni se constată lipsa acestora în adâncime (>90 cm) (Kovda *et al.*, 1996).

La suprafața vertisolurilor, prin uscare apar în materialul de sol tensiuni care duc la apariția crăpăturilor și la fragmentarea materialului în particule de dimensiuni mici, de tip granular, procesul numindu-se *automulcire* (Dekers *et. al.*, 2001). Agregatele de mici dimensiuni sunt antrenate în crăpături și prin umezire și uscare contribuie la formarea structurii sfenoidale.

*Proprietățile fizice* sunt în mare parte defavorabile, din cauza texturii argiloase care determină valori ridicate ale densității și reduse pentru porozitate.

Rata de infiltrare a apei în sol este redusă şi, datorită pătrunderii preferenţiale a apei în lungul crăpăturilor, umezirea solului se realizează neuniform.

Fragilitatea fizică a vertisolurilor poate fi determinată de conţinutul ridicat sodiu, cum este cazul celor din SE statului Martinica, ceea ce le diferenţiază de vertisolurile stabile, bogate în calciu, din Guadalupe (Blanchard *et al.*, 2000).

*Proprietăţile chimice* sunt favorabile, gradul de saturaţie în baze este ridicat (apropiată de 100%), cu predominarea cationilor de $Ca^{2+}$ şi $Mg^{2+}$; capacitatea de schimb cationic este ridicată, dar depinde de conţinutul în materie organică şi de ponderea argilei smectitice; frecvent pH-ul este neutru sau uşor alcalin, dar există şi vertisoluri acide.

Deşi conţinutul de materie organică este în general redus (1-2%, Duchaufour, 1982, Gerrard, 2000), culoarea solului este închisă, spre neagră, determinată fiind de legătura puternică dintre mineralele argiloase smectitice şi substanţele humice (Eswaran *et al.*, 1999). Materia organică este inegal distribuită pe profil, aceasta poate să „migreze" pe profil în lungul crăpăturilor.

Morfologia profilului este de tipul ***A-(B)-C***. Pe lângă caracteristicile morfologice specifice, profilul poate varia destul de mult în funcţie de prezenţa sărurilor solubile, gipsului, acumulărilor de carbonaţi ş.a.

*Distribuţie geografică*: din totalul suprafeţei ocupate de vertisoluri cea mai mare parte se întâlneşte în climatele tropicale şi temperate şi numai o mică parte apare în climatele reci.

În Europa vertisolurile apar bandiform în nordul Câmpiei Române şi sudul Piemontului Getic, în sudul Câmpiei de Vest şi punctual în nord-estul Câmpiei colinare a Moldovei. În partea europeană a Rusiei, vertisolurile formate pe depozite sedimentare de origine marină apar la nord de Caucaz (Kovda *et al.*, 1996).

În *Africa*, vertisolurile se găsesc predominant în partea estică, respectiv în statele Sudan (Câmpia Djezira), Etiopia, Tanzania, Burundi, Zambia şi mai puţin în sudul continentului (estul Africii de Sud). În nordul Africii (Maroc), vertisolurile au fost utilizate în agricultură încă din perioada romană (Eswaran *et al.*, 1997).

În *Asia*, cel mai extins areal al vertisolurilor apare în India. Cele din vestul Podişului Deccan s-au format la nivelul unor platouri bazaltice iar extinderea lor către est se datorează aceloraşi materiale, dar care au fost erodate şi transportate.

În *America de Nord*, vertisolurile apar în zona Golfului Mexic, unde datorită umidităţii reduse în cadrul profilului poate să apară un orizont gipsic sau calcic.

În *America de Sud*, vertisolurile s-au format pe depozite aluviale rezultate prin alterarea rocilor bazice şi ultrabazice în nordul Argentinei, areal continuat în sudul statelor Uruguai şi în Paraguai. Vertisolurile din Brazilia apar în partea de nord a platoului format pe curgerile de lavă din bazinul Parana, în condiţiile climatului subtropical cu un sezon uscat (Melfi, 2004).

În *Australia* vertisolurile sunt dominante în partea sud-estică, respectiv în bazinul Murray.

În insulele din Pacific vertisolurile s-au format prin alterarea materialelor vulcanice (bazalte). Câteva dintre aceste areale sunt întâlnite în partea de vest a Malaesiei, în zona câmpiilor litorale din estul Sumatrei, în Filipine etc. În Noua Caledonie ocupă preponderent coasta vestică şi reprezintă 50% din terenurile potenţial cultivabile (Podwojewski, Petard, 1996).

*Utilizare şi management*: utilizarea vertisolurilor ridică numeroase probleme care ţin de comportamentul argilelor smectitice la uscăciune şi la umiditate. În perioadele uscate argila se contractă puternic exercitând presiuni asupra rădăcinilor plantelor. În perioadele umede circulaţia descendentă a apei în sol se face foarte greu, iar dacă precipitaţiile au caracter torenţial, după umezirea superficială a solului se instalează rapid eroziunea în suprafaţă.

Din cele de mai sus se poate aprecia că utilizarea vertisolurilor în sistem agricol este dependentă în mare măsură şi de condiţiile climatice.

Culturile sunt diferenţiate de la o regiune la alta în funcţie de tradiţia agricolă şi de posibilităţile tehnice ale statelor. Astfel, în sud-estul Asiei pe vertisoluri se cultivă frecvent orezul, în timp ce în India întâlnim bumbacul. În ţările din estul Africii vertisolurile sunt utilizate pentru culturi tradiţionale, reprezentate prin mei, linte, susan, mazăre, dar şi pentru păşunatul extensiv. În partea de sud a bazinului Ciad (în nordul Camerunului), consecinţă a cultivării, vertisolurile prezintă structura degradată (Lamotte *et al.*, 1997).

În ţările dezvoltate, pe vertisoluri se cultivă frecvent cerealele (grâu, orz), porumbul, bumbacul, floarea-soarelui (Australia, SUA).

Vertisolurile sunt caracterizate print-o fertilitate naturală bună comparativ cu alte soluri, dar îmbunătăţirea aprovizionării cu elemente nutritive (azot, fosfor şi potasiu) şi microelemente (zinc şi bor) duce la o creştere considerabilă a producţiei.

Întrucât conductivitatea hidraulică are valori reduse, vertisolurile situate pe versanţi prezintă risc ridicat la eroziune în adâncime, ceea ce implică măsuri agrotehnice speciale în cazul utilizării agricole.

Conţinutul ridicat de argilă al vertisolurilor şi comportamentul acesteia la uscăciune-umiditate ridică numeroase probleme pentru construcţiile civile

(fundații, șosele, instalații speciale de transport etc.) mai ales când acestea sunt amplasate pe terenuri în pantă.

### *7.4.2. Fluvisolurile*

*Pedogeneza*: fluvisolurile se formează în lungul văilor și în delte, pe materiale parentale transportate de râu, care sunt adesea stratificate, dar se găsesc și pe depozite lacustre sau martine.

Fluvisolurile tionice (*cf.* W.R.B.-S.R., 1998) se diferențiază de celelalte fluvisoluri prin materialul parental, care conține pirită ($FeS_2$).

În zonele aride majoritatea fluvisolurilor se caracterizează prin prezența $CaCO_3$ în cantități mai mari sau mai mici. Ionul de calciu are efecte favorabile asupra formării structurii solului și a stabilității acesteia, prin acumularea humusului și determină o reacție ușor alcalină, dar în același timp creează deficiențe în nutriția plantelor prin insolubilizarea unor elemente (P, Fe, Mn, Cu, și B)(Al Joumaa, 1993).

În câmpia aluvială a Eufratului, cea mai mare parte a carbonatului de calciu este de origine alohtonă, acesta fiind transportat și depus de către ape odată cu sedimentele, dar sursa este bazinul Eufratului (Al Joumaa, Florea,1993). Conținutul în $CaCO_3$ depinde de textură, crescând de la solurile cu textură medie (12-24%) spre cele argiloase (18-30%).

Morfogeneza și pedogeneza se desfășoară asincron în diferite secțiuni ale luncii. Meandrele abandonate sunt areale cu rată redusă de sedimentare, prin urmare pedogeneza acționează în direcția formării unui sol nou; în timp, în apropierea meandrelor active, pe solurile deja formate se vor depune noi strate de sedimente (Androvskiy *et al.*, 2004).

*Caractere diagnostice*: (lat. *fluvius*=râu, dar în cazul de față cu înțelesul de depozit stratificat) caracteristica de bază a fluvisolurilor este dată de prezența depozitelor stratificate, ceea ce contribuie la variația granulometriei pe profil. Dacă stratificarea depozitelor este uneori mai dificil de observat, atunci variația conținutului în carbon organic poate pune în evidență acest fapt.

Caracteristicile orizonturilor de suprafață ale solurilor saline cu orizont sulfuratic, prezentate de Fitzpatrick *et al.* (1996), sunt:

– material sulfidic de culoare neagră;

– precipitate gelatinoase bogate în fier;

– crustă de săruri.

Întrucât pedogeneza s-a desfășurat într-o perioadă redusă de timp, morfologia profilului este simplă (*A-C*).

BCU MIRCEA CEL BĂTRÂN LIBRARY

*Distribuţie geografică*: fluvisolurile se găsesc în lungul râuri şi fluviilor, iar caracteristicile acestora sunt foarte diferite. Acestea sunt soluri tinere ale căror proprietăţi chimice diferă de la un loc la altul. Astfel, pH-ul este adesea neutru, dar poate fi şi alcalin, în cazul în care în solul conţine săruri uşor solubile. La nivel mondial, fluvisolurile ocupă aproximativ 350 mil ha, dar sunt inegal distribuite la nivelul continentelor (fig. 7.4). Cele mai importante suprafeţe se găsesc în zona deltelor Gange şi Brahmaputra, Indus, Mekong, Mississippi, Nil, Zambezi în bazinul Amazonului etc.

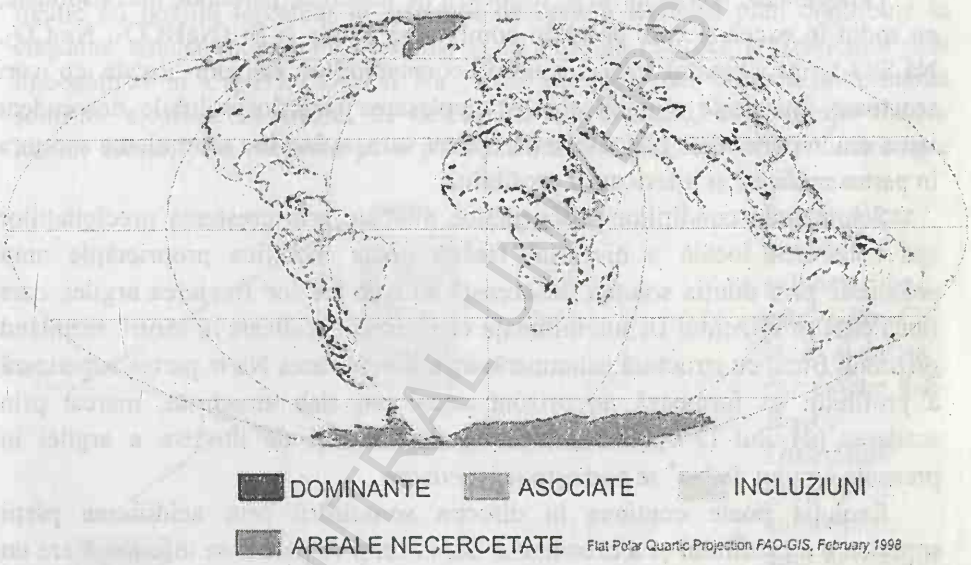



**Figura 7.4.** *Distribuţia fluvisolurilor pe Glob*

În Câmpia Rusă, în lungul fluviilor Volga, Nipru, aceste soluri sunt bine dezvoltate, iar geneza lor este legată de succesiunea stadiilor de aluvionare de la sfârşitul Pleistocenului şi debutul Holocenului (Androvskiy *et al.*, 2004).

Fluvisolurile cu orizont sulfuratic au fost descrise de Fitzpatrick *et al.* (1996) în sudul Australiei (la 10 km NE de M-ţii Torrens) la nivelul unor văi înconjurate de coline rotunjite, în condiţii climatice mediteraneene, cu precipitaţii maxime iarna (680 mm) şi evapotranspiraţie anuală de 1.170 mm. Conform rapoartelor Ministerului Agriculturii australian solurile acid sulfate ocupă o suprafaţă de aproximativ 2 mil. ha, fiind situate în lungul coastelor din

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Teritoriul de Nord, Queensland, Noua Galie de Sud, Australia de Vest (în zona Perth) şi de Sud (în apropiere de Adelaide) (www.affa.gov.au/).

*Utilizare şi management*: o mare parte a fluvisolurilor sunt acoperite cu vegetaţie naturală, mai ales acolo unde solurile conţin săruri solubile (vegetaţie halofită). Umiditatea mai accentuată a fluvisolurilor face posibilă practicarea păşunatului în lungul văilor. Acestea pot fi utilizate şi în agricultură, dar uneori se impun măsuri speciale de drenaj şi controlul proceselor redox.

### *7.4.3. Solonețurile*

*Pedogeneza*: solonețurile se formează pe materiale parentale neconsolidate, cu sodiu în exces şi care apare în combinaţie cu Ca şi Si ($NaHCO_3$, $Na_2CO_3$, $Na_2SiO_3$), iar climatul este semiarid, corespunzător stepelor uscate cu veri secetoase. În aceste condiţii are loc deplasarea sărurilor solubile descendent iarna sau în perioadele ploioase şi ascendent vara, având loc acumularea acestora în partea mediană şi inferioară a profilului.

Schimbarea condiţiilor pedogenetice marcate prin creşterea precipitaţiilor sau coborârea locală a nivelului freatic poate modifica proprietăţile unui solonceac prin diluţia soluţiei. În această situaţie are loc iluvierea argilei, care floculează în orizontul Bt sub influenţa concentraţiei ridicate în săruri, rezultând orizontul Btna, cu structură columnară. Prin îndepărtarea Na la partea superioară a profilului se formează un orizont decolorat, slab structurat, marcat prin scăderea pH-ului (7-8). Procesul de defloculare şi de iluviere a argilei în prezenţa ionului de $Na^+$ se numeşte *solonetizare*.

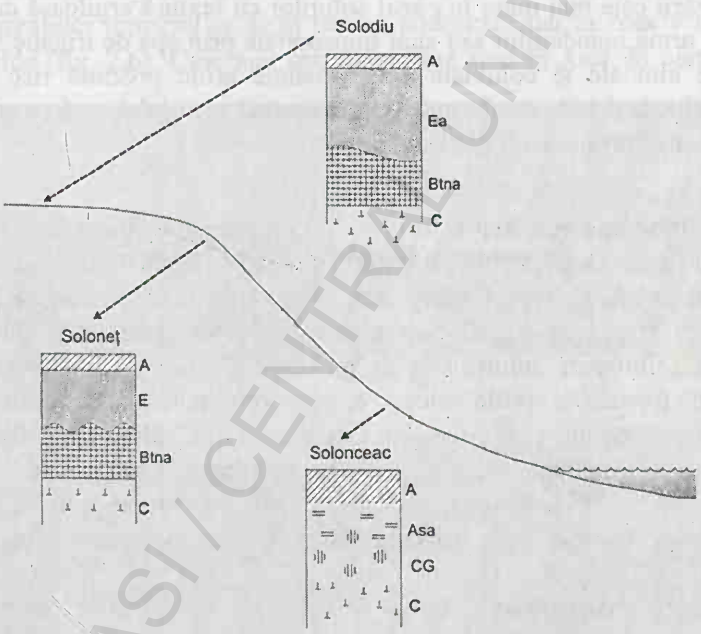
Evoluţia poate continua în direcţia *solodizării* prin acidifierea părţii superioare a profilului şi a orizontului Bt, în timp ce partea sa inferioară are un pH alcalin (9). În orizontul de suprafaţă se remarcă dispariţia completă a $Na^+$, dar $Mg^{2+}$, mai puţin mobil, rămâne încă abundent (Duchaufour, 1977). Profilul de sol este diferenţiat atât morfologic, prin prezenţa orizontului Ea juxtapus peste Btna, cât şi chimic, prin diferenţele de pH (fig. 7.5).

*Caractere diagnostice*: prezenţa orizontului natric în primii 100 cm ai solului, care se asociază frecvent cu Bt, formând Btna (în *S.R.T.S.*, 2003 şi *W.R.B.-S.R.*, 2006). La partea superioară, orizontul bioacumulativ are un conţinut ridicat în humus dar şi în săruri, putându-se forma şi un orizont albic. Structura nu se poate forma din cauza sărurilor care determină valori ale pH-ului în domeniu alcalin (>8,5). În perioadele umede orizontul care are un conţinut

ridicat în sodiu se transformă într-o masă vâscoasă, reprezentată prin argile salinizate, iar în perioada uscată materialul devine compact (Aubert, 1984).

În partea mediană a profilului, orizontul Btna are structură columnară, iar la nivelul acestuia infiltrarea apei este redusă, limitând îndepărtarea natriului. În perioada umedă solul este impermeabil, fiind plastic, iar în perioada uscată orizontul natric devine tare.

Un rol important în distribuția solurilor salinizate și alcalizate revine relației freatic-sol-vegetație. Studiile efectuate în bazinul râului Duero (partea centrală a Spaniei) (Bernáldez, Benayas Rey, 1992) corelează concentrarea mineralelor în freatic cu poziția terenului în sistemul de drenaj. Relieful plan contribuie la creșterea concentrației unor compuși și la evoluția chimică a freaticului prin îmbogățirea în $CO_3H^-$, $CO_3^{2-}$ și $Na^+$, ceea ce duce mai departe la formarea solurilor alcaline. În arealul de descărcare a freaticului, concentrația tuturor ionilor crește, prin curgerea pe o perioadă mai lungă și evoluția solurilor spre salinizare.




În primul caz profilul solonețurilor este *A-Btn-C*, iar în al doilea caz devine *A-E-Bn-C*.

*Distribuție geografică*: solonețurile apar în condiții asemănătoare cu solonceacurile, dar în climate mai reci și cu o perioadă secetoasă mai pronunțată.

**Figura 7.5.** Evoluția solurilor salinizate în relație cu relieful (White, 1997)

În nordul Americii de Sud solurile cu un conținut ridicat de sodiu din climatul tropical cu precipitații ce depășesc 1.200 mm/an, dar cu contraste

sezoniere puternice (Paricarana, Podişul Roraima), s-au format în condiţii diferite de cele actuale, specifice ultimei părţi a Cuaternarului (Schaefer, Dalrymple,1996). Relieful imprimă o uşoară diferenţiere caracteristicilor chimice ale solului în sensul că la nivelul interfluviului are loc solodizarea prin îndepărtarea progresivă a sărurilor şi acidifiere, în timp ce la baza versantului are loc saturarea cu $Na^+$ şi $Mg^+$. Concentraţia ridicată a $Na^+$ şi $Mg^+$ este dată de intervalul mare cu evaporaţie ridicată (5 luni în estul Roraima) şi de relieful fără denivelări importante, caracteristic pediplenei Brancho (Schaefer, Dalrymple, 1996). Învelişul pedologic este dominat de soloneţuri solodizate, dar pe suprafeţele cu declivitate mai mare este observabil caracterul planic.

*Utilizare şi management*: proprietăţile fizice şi chimice sunt defavorabile pentru cele mai multe plante naturale şi de cultură. O mare parte a soloneţurilor sunt utilizate pentru păşunatul extensiv; acestea pot fi totuşi utilizate în climatele mai răcoroase, dar sunt necesare măsuri pedoameliorative care implică costuri ridicate.

Riscul salinizării este mai mare în cazul solurilor cu textură argiloasă dacă sărurile provin în urma inundaţiilor sau sunt transportate prin apa de irigaţie sau de vânt. Solurile aluviale şi coluviale din climatele aride prezintă risc de salinizare dacă în bazinul hidrografic materialul parental al solului se formează pe baza unor roci care conţin săruri (Aubert, 1984).

### *7.4.4. Solonceacurile*

*Pedogeneza*: solonceacurile sunt soluri care au un conţinut ridicat de săruri la partea superioară a profilului, cel puţin o parte din an. Acestea se formează în zone cu precipitaţii reduse dar cu valori ale evaporaţiei (evapotranspiraţiei) ridicate şi pe depozite geologice care conţin săruri solubile. Sursele de săruri care contribuie la salinizarea solurilor sunt: prezenţa sărurilor în materialele parentale şi în apele freatice, erupţiile vulcanice, transportul eolian al sărurilor de la suprafaţa bazinelor marine şi a cuvetelor lacustre cu ape saline spre uscat, existenţa unor surse hidrotermale etc. Procesele de *salinizare şi/sau alcalizarea secundară* sunt întâlnite adesea în sistemele de irigaţie din regiuni aride, semiaride sau în zone în care apele mineralizate sunt în apropierea suprafeţei topografice (Szabolcs, 1984).

În funcţie de caracteristicile reliefului şi de condiţiile bioclimatice, solurile cu acumulări de săruri din stepele algerine se asociază cu cele care prezintă cruste calcaroase. În zonele cu precipitaţii de 200-300 mm sărurile se acumulează local la partea inferioară a orizontului calcaros, mai mult sau mai puţin indurizat, de unde sunt antrenate lateral spre axa de drenaj.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

La valori mai mici ale precipitațiilor (<200 mm) dinamica apei și implicit a sărurilor este diminuată, având caracter episodic, ceea ce face ca profilul să fie slab dezvoltat; excepție fac solurile dezvoltate în lungul canalelor aluviale ale uedurilor (Pouget, 1980-1981).

*Caractere diagnostice*: prezența orizontului salic în prima parte a profilului de sol (în primii 50 cm) care are valoarea ECe>15 dS/m, lipsa structurii în orizontul superior ca urmare a concentrației ridicate de săruri, prezența unei cruste de săruri la suprafața solului în perioada uscată a anului. Textura este, în general, argiloasă, iar activitatea faunei este foarte slabă.

Pe fondul acumulării sărurilor profilul solonceacurilor poate fi mai simplu, rezultat prin suprapunerea a două orizonturi (*A-C*), sau mai complex, în cazul în care apare și un orizont B, profilul fiind *A-B-C*.

*Distribuție geografică*: solonceacurile apar în zonele aride și semiaride, pe suprafețe depresionare cu apă freatică salinizată și situată în apropierea suprafeței topografice și în bazine endoreice sau în zonele mediteraneene mai aride (fig. 7.6). Cele mai mari suprafețe apar în Asia, în partea vestică în Iran,

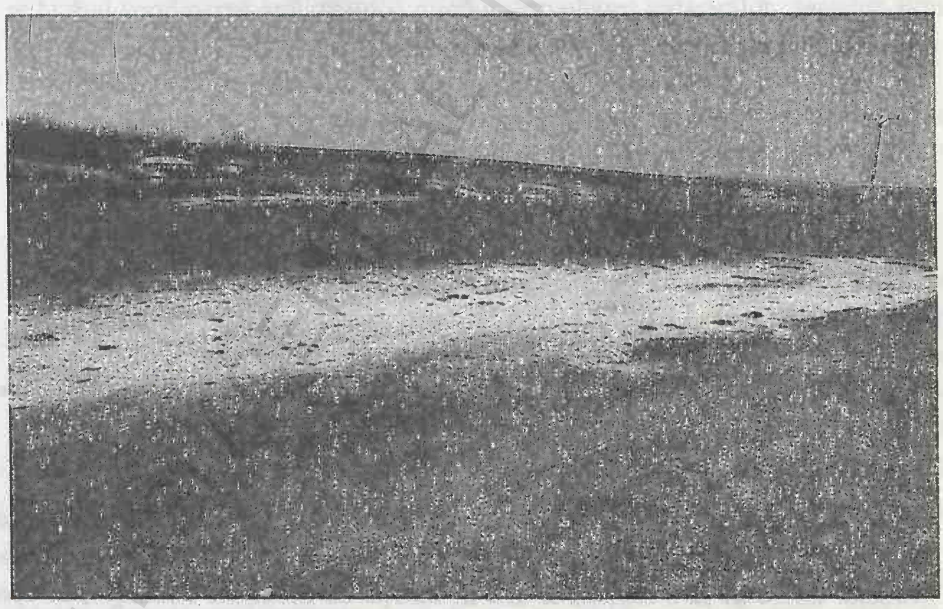


**Foto 7.1.** Solonceacuri pe valea râului Soloneț, afluent al Prutului (acumulări de săruri la suprafața solului)

Irak, apoi în China şi Mongolia, în Africa se remarcă o concentrare în nord (Ciad şi Namibia) şi una secundară în est. În Australia suprafeţe mai mari apar în sud-vest, în America de Sud suprafeţele cele mai importante apar în interiorul continentului, în zonele cu nuanţă climatică mai aridă (Uruguay şi Paraguay).

În Africa, în condiţiile unui climat mediteranean semiarid unde evapotranspiraţia depăşeşte cu mult precipitaţiile, solonceacurile apar în zona uedurilor împreună cu soloneţurile şi cu fluvisolurile, sursa sărurilor fiind apa freatică (Hachicha *et al.*, 1997).

În România sunt menţionate sectoarele dintre râurile Ialomiţa şi Putna, în Câmpia de Vest (Câmpia Banatului şi Crişurilor), în Podişul Moldovei acumularea sărurilor este frecventă în sectoarele inferioare şi medii ale luncilor afluenţilor Prutului (Bahlui, Başeu, Elan etc.) (Sandu, 1984).

**Figura 7.6.** Distribuţia solonceacurilor pe Glob

*Utilizare şi management*: utilizarea solonceacurilor în practica agricolă este limitată, din cauza toxicităţii sărurilor asupra plantelor. Efectele salinităţii asupra plantelor diferă de la o regiune la alta în funcţie de condiţiile climatice, de apa din sol şi de concentraţia sărurilor în soluţia solului, care determină, în final, presiunea osmotică. Pentru ca plantele să poată utiliza apa din soluţii saline este

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

necesar ca presiunea osmotică a celulelor să fie mai mare decât cea a soluției solului. Plantele care sunt tolerante la anumite concentrații de săruri în soluție sunt denumite plante halofite și pot fi grupate în formațiuni naturale ierboase, schrub în zonele deșertice și marșe în zonele litorale. Din categoria plantelor cultivate, tolerante la salinitate sunt sfecla de zahăr, orzul, lucerna ș.a.

Utilizarea acestor soluri în agricultură se poate realiza în zonele ceva mai umede, dar cu restricții în ceea ce privește perioada de desfășurare a lucrărilor agrotehnice.

F.I. Massoud (1984) a stabilit o serie de legături între salinitatea solului și lucrările agricole exprimate prin următorii factori: umiditatea solului și perioada efectuării arăturilor și modificarea unor proprietăți fizice ale solului de către mașinile agricole.

Arătura efectuată după recoltare poate fi eficientă în spălarea sărurilor dacă este urmată de precipitații sau dacă se aplică o doză de apă prin irigare. Efectul arăturii în diminuarea conținutului de săruri se reduce dacă urmează o perioadă de secetă care favorizează acumularea sărurilor în partea superioară a solului, reducând germinarea semințelor și ulterior dezvoltarea rădăcinilor plantelor. Prin urmare, lucrările agricole în cazul solurilor salinizate trebuie analizate cu atenție și privite ca un factor care poate favoriza salinizarea secundară.

Utilajele agricole pot duce la compactarea solului afectat de salinizare, prin urmare, se mărește densitatea și scade viteza de infiltrare, crescând astfel riscul salinizării secundare.

### *7.4.5. Gleisolurile*

*Pedogeneza*: gleisolurile se formează ca urmare a excesului permanent (sau în cea mai mare partea a anului) de apă în profilul solului.

*Caractere diagnostice*: în cadrul profilului apare orizontul gleic, în care procesul dominant este cel de reducere, la care se asociază culori specifice (gri-albăstrui-verzui). Prezența sulfaților de fier conferă materialului de sol culori închise (negru). Proprietățile de oxido-reducere sunt determinate de fluctuația nivelului freatic (prin franja capilară), imprimând orizontului de sol culori de oxidare, în nuanțe de roșu-brun sau galben-brun.

Gleisolurile prezintă fertilitate scăzută ca urmare a faptului că au o textură adesea fină și sunt saturate în apă, ceea ce determină o rată redusă de descompunere a materiei organice.

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

Morfologia profilului reflectă persistența proceselor de reducere: ***A-(Bg)-Cr***, dar în anumite cazuri se observă și acumularea de material organic ***H-(Bg)-Cr***.

*Distribuție geografică*: gleisolurile se pot forma în orice condiții climatice, din zona boreală până în cea ecuatorială. Acestea ocupă o suprafață de 720 mil. ha, din care aproape jumătate se găsesc în zona polară (Canada și nordul Rusiei) (fig. 7.7).

În Africa se detașează trei areale importante reprezentate prin deltele fluviilor Zair, Niger și Nil.

În Mali, în arealele joase ale câmpiilor aluviale formate de Niger și Senegal apar asociații de fluvisoluri districe cu gleisoluri, unde freaticul apare în apropierea suprafeței topografice. Una din caracteristicile particulare este variația pH-ului de la suprafață, care poate varia de la foarte acid la neutru către partea mediană, sau de la ușor acid la suprafață trece în profunzime în domeniul alcalin (Keita, 2002).

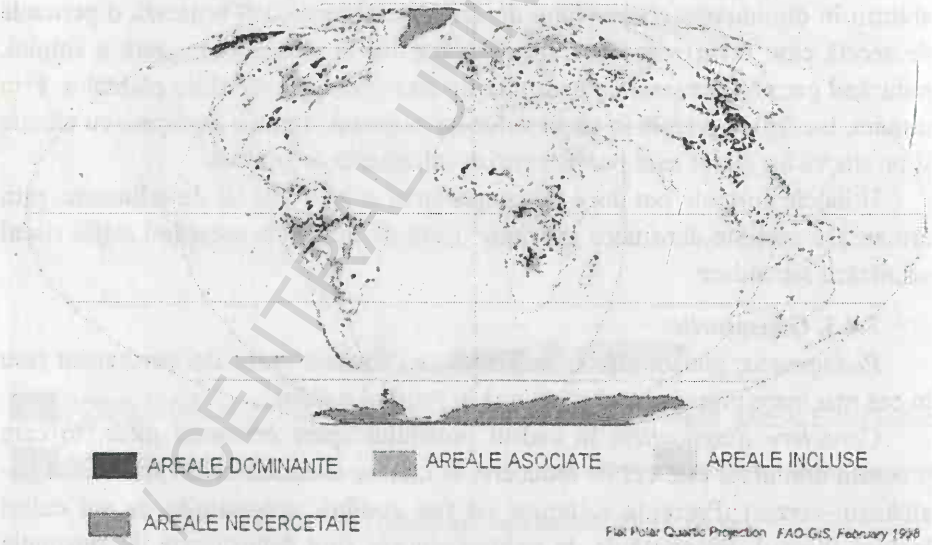



**Figura 7.7.** Distribuția gleisolurilor pe Glob

*Utilizare și management*: utilizarea gleisolurilor este diferită în funcție de condițiile climatice. Astfel, în zonele cu climă mai rece gleisolurile constituie domeniul pășunatului, în timp ce în climatele tropicale și subtropicale acestea sunt utilizate în cultura orezului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Solurile inițiale ale câmpiilor aluviale dintre Senegal și Niger amenajate prin desecare s-au transformat în lixisoluri gleice utilizate în agricultură, fie pentru creșterea animalelor, fie pentru culturi (sorgul), iar prin reținerea apei se poate practica cultura orezului (Keita, 2002). Necesitatea ameliorării acestora implică corectarea, în primul rând, a caracteristicilor chimice și secundar a celor fizice.

### 7.5. Soluri influențate de chimia Al/Fe

Solurile care au în componență aceste elemente sunt: solurile care conțin allofane și complexe alumino-humice (*Andosolurile*), soluri formate prin cheluviere-chiluviere (*Podzolurile*), soluri caracterizate prin acumularea fierului în condiții de hidromorfie (*Plintosolurile*), soluri care conțin argile cu activitate slabă, cu fixare intensă a fosforului și foarte bine structurate (*Nitisolurile*), soluri în a căror componență domină caolinitul și sescvioxizii (*Feralsolurile*).

#### *7.5.1. Andosolurile*

*Pedogeneza*: andosolurile se formează prin alterarea materialelor parentale de origine vulcanică (intrusive: diorite, gabrouri, andezite, bazalte sau extrusive: cenuși vulcanice, scorii) a căror fracțiune coloidală este dominată de allofane, imogolite, ferhidrite (minerale paracristaline) și/sau complexe de tipul Al (Fe)-humus (García-Rodeja, 2004).

Prin alterarea rocilor vulcanice rezultă complexe amorfe denumite *allofane*. Materia organică este puternic legată cu partea minerală a solului în orizontul de suprafață.

*Caractere diagnostice*: (jap. *an*=negru și *do*=sol) orizontul de suprafață este bogat în humus, ceea ce determină și valori reduse ale densității, este plastic și friabil, are structură granulară fină și poate acumula apă în cantitate mare (mai mult decât alte soluri formate în condiții similare). Capacitatea totală de schimb este variabilă, depinzând de valoarea pH-ului.

În cadrul profilului de sol translocarea materialelor este minimă, astfel încât nu se formează orizontul argic. Tranziția spre materialul parental se face brusc în cazul rocilor vulcanice intrusive dure și gradual în cazul rocilor efuzive cu duritate redusă.

În W.R.B.-S.R. (1998) andosolul este definit pe baza orizontului *vitric* sau *andic* (în primii 25 cm de la suprafață) (Spaargaren, 2004). Orizontul vitric conține peste 10% sticlă vulcanică sau alte minerale alterabile în fracțiunea fină

(<2 mm), densitatea >0,9 kg $dm^{-3}$, Alox +½ $Feox^2$ peste 0,4%. Orizontul andic reprezintă un stadiu mai avansat al alterării decât anteriorul, având densitatea <0,9 kg $dm^{-3}$, 10% sau mai multă argilă, Alox +½ $Feox^2$ =2 sau mai mult şi mai puţin de 10% sticlă vulcanică în fracţiunea fină.

În definirea andosolurilor se folosesc două calificative care diferenţiază *orizontul silandic*, cu reacţie de la acid la neutru, de cel *aluandic*, cu reacţie de la foarte acidă la acidă.

În cazul andosolurilor formate în areale vulcanice cu activitate efuzivă pot fi identificate orizonturi îngropate, iar pentru definirea acestora se foloseşte calificativul *tapto* combinat cu denumirea orizontului (ex. taptoandic) (*W.R.B.-S.R.*, 2006). Ca urmare a erupţiilor repetate în învelişul pedologic al muntelui Ruapehu (Noua Zeelandă) au fost observate şase strate distincte pe o grosime de aproximativ 2 m, depuse în câteva mii de ani. Acestea pot avea grosimi diferite şi se extind pe sute de $km^2$ în jurul centului de erupţie (Paton *et al.*, 1995).

Morfologia profilului este de tipul: ***A-C*** sau ***A-B-C***.

Nu întotdeauna pedogeneza pe roci volcanice are ca rezultat formarea alofanelor. O parte din andosolurile care nu conţin alofane sunt diagnosticate andosoluri aluandice (W.R.B.-S.R., 1998), fiind caracterizate prin acumulare intensă de carbon organic şi încorporarea fierului şi aluminiului în complexe organo-metalice (Delvaux *et al.*, 2004). Andosolurile fără alofane, pe lângă aciditatea scăzută, prezintă saturaţie redusă în baze iar Al devine toxic pentru plante (Takahashi, Nanzyo, 2004).

În zona înaltă din munţii Vosgi solurile s-au format pe materiale parentale bazaltice bogate în silicaţi alterabili (plagioclazi, piroxeni), dar sărace în sticlă vulcanică (deci şi în alofane), ceea ce a permis formarea complexelor organo-metalice stabile.

În Masivul Central, în condiţii pedogenetice asemănătoare cu cele din Vosgi, dar pe materiale piroclastice bogate în sticlă vulcanică, cu rezervă ridicată în baze schimbabile, alterarea elementelor vitroase se face rapid, fiind eliberate silicea, aluminiul şi elemente alcaline. Andosolizarea se manifestă prin combinarea parţială a siliciului cu aluminiul, rezultând alofane şi parţial argilă. În primul caz se formează un andosol fără alofane denumit umbric andosol (W.R.B.-S.R, 1998, *Aluandosol*, P.R., 1995) în timp ce în a doua situaţie prezintă un andosol cu alofane, denumit silandic andosol (W.R.B.-S.R, 1998, silandosol în P.R., 1995) (Guryr, 2000).

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

În spațiul european se apreciază că andosolurile cu profilul cel mai slab dezvoltat sunt întâlnite în Islanda și Santorini (Italia), iar cele mai dezvoltate sunt caracteristice Masivului Central (Franța), părții centrale și sudice a Italiei, la care se adaugă insulele Azore (Stoops, Gérard, 2004).

În zonele cu activitate vulcanică efuzivă, solurile formate pe curgerile de lavă sau pe materialele ejectate sunt diferențiate morfologic și chimic de la un loc la altul în funcție vârsta pedogenezei. Solurile tinere formate pe curgeri de lave andezitice și piroclastite (din 1888) din zona vulcanului Bandai (210 km N de Tokyo) au relevat acumulări mai reduse de materie organică, cu trecere directă de la orizontul A la C, diferit de solurile mai vechi care au un orizont intermediar B; carbonul organic din orizontul A este mai mare pe solurile tinere decât în același orizont al solurilor mature; saturația în Ca și Mg este mai ridicată în cazul solurilor formate pe curgerile de lavă față de cele cu pedogeneză înaintată (Morisada, Ohsumi, 1993).

*Distribuție geografică*: andosolurile sunt întâlnite în zonele vulcanice, cel mai extins areal fiind reprezentat de zona circum-Pacifică (Japonia, arhipelagul Filipinez, Indonezia, Noua Guinee și Noua Zeelandă), în zona Cordilierei Andine, dar și a podișurilor înalte din Etiopia și Kenya (fig. 7.8).

În Europa sunt menționate andosolurile din munții Vosgi formate pe roci vulcanice sărace în sticlă vulcanică, din zona etajului montan superior (la peste 1.000 m) (Arar *et al.*, 1998).

În Insulele Canare și Tenerife (Spania) andosolurile s-au format pe materiale parentale rezultate prin alterarea bazaltelor și a tufurilor vulcanice.

În Italia andosolurile formate pe roci vulcanice efuzive se găsesc în zona vulcanului Etna, împreună cu acestea în același areal fiind întâlnite și regosoluri antropice rezultate prin terasarea versanților (Costantini *et al.*, www.soilmaps.it)

În Grecia andosolurile formate pe cenuși vulcanice sunt specifice arcului vulcanic sud-egeean, iar cele situate în insulele din nord-est (Lesbos și Limnos) au ca materiale parentale andezitele (Economou *et al.*, 2004).

Învelișul pedologic al Islandei este dominat de andosoluri formate pe materiale parentale provenite din alterarea bazaltelor. Un rol important în pedogeneză revine eroziunii eoliene, care redistribuie materialele vitrice, dar și materialelor neconsolidate, rezultate din activitatea explozivă a vulcanilor (Arnalds, 2004).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Andosolurile care nu conțin allofane, formate în climatele reci și umede, sunt întâlnite în insulele Britanice, nord-vestul Portugaliei și Spaniei, Elveția și Austria (Delvaux *et al.*, 2004).

În România andosolurile ocupă suprafețe importante în lungul lanțului vulcanic din Carpații Orientali și apar insular în Carpații Occidentali.

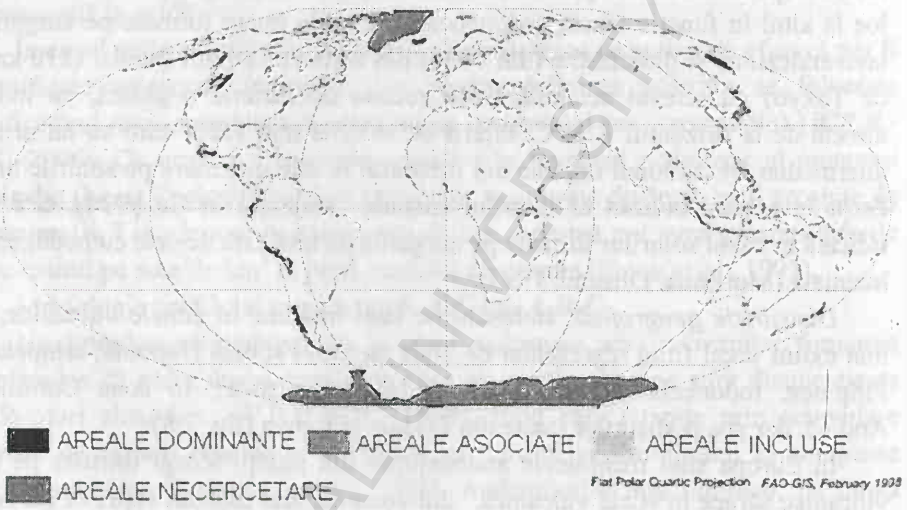



**Figura 7.8.** Distribuția andosolurilor pe Glob

*Utilizare și management*: andosolurile au fost utilizate din cele mai vechi timpuri prin amenajări speciale ale versanților (terasare), mai ales în Japonia. Suprafața ocupată de andosoluri este estimată la 110 mil. ha (*FAO,* 1991).

Andosolurile caracterizate prin textură nisipoasă au rată ridicată de infiltrare a apei și capacitate de schimb cationic redusă, caracteristici puțin favorabile utilizării acestora în agricultură. Andosolurile sunt soluri recente care prezintă proprietăți chimice bune (aprovizionare corespunzătoare cu fosfor, azot și sulf) și conținut ridicat în materie organică. Utilizarea acestora în agricultură duce la modificarea propietăților fizice, în primul rând pierderea rapidă a apei și destructurarea.

În funcție de condițiile climatice în care apar și de altitudine, andosolurile au utilizare diversă (trestie de zahăr, tutun, orez pe versanții terasați).

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### *7.5.2. Podzolurile*

*Pedogeneza*: podzolurile se formează în zona climatică boreală sau în zona montană înaltă, deci în condiții climatice severe, cu temperaturi scăzute şi precipitații suficiente care să contribuie la translocarea unor produse în cadrul profilului.

Materialul parental este constituit din depozite neconsolidate, afectate de glaciația cuaternară şi, în general, sărace în elemente chimice.

Vegetația de taiga (pădurea de conifere), tundra arbustivă (*Betula nana, Alnus fruticosa, Salixa arctica* etc.) şi subarbustivă (*Vaccinium vitis-idaea, Salix herbacea*) (Pop, 1979) are un rol important în inițierea procesului de podzolire. În emisfera sudică, unde după retragerea ghețarilor nu au existat formațiuni arbustive, asemănătoare celor de tundră din emisfera nordică, un rol important în declanşarea podzolirii a revenit litierei constituite din licheni (Stützer, 1999). Importanța vegetației în formarea podzolurilor a fost observată de M.B. Madsen şi P. Nørnberg (1995) în nord-vestul Danemarcei, unde în urma înființării unei plantații de *Picea abies* orizonturile A şi E au fost amestecate şi transformate într-un orizont nou Ap, în a cărui parte inferioară se identificau şi fragmente din Bhs. După o evoluție de 14 ani, între orizontul O şi Ap a început formarea unui orizont nou E.

În climatele calde şi umede podzolurile se formează sub asociații vegetale diferite.

În aceste condiții are loc cheluvierea (translocarea) unor componenți şi formarea orizontului E şi subiacent se acumulează materiale amorfe bogate în aluminiu cu sau fără fier şi, uneori, cu materie organică.

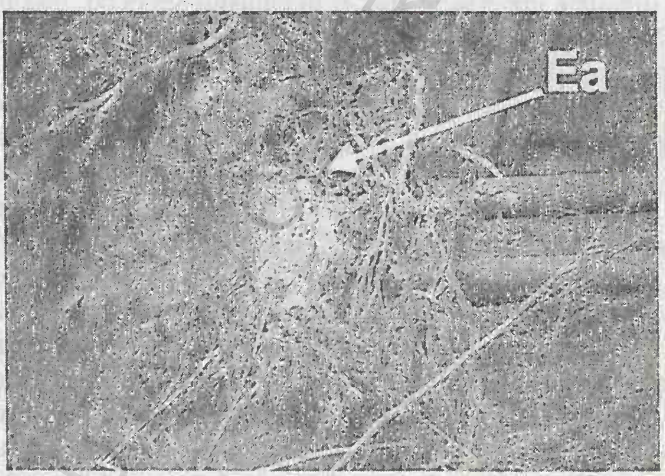



**Foto 7.2.** Orizontul Ea discontinuu, rezultat prin doborâturi de vânt

În afară de situația clasică, podzolurile se formează şi în zona ecuatorială, acestea fiind cunoscute prin apelativul „*podzoluri gigantice*".

*Caractere diagnostice*: (rus. *pod*=dedesubt şi *zola*=cenuşă)

– *morfologia* podzolurilor tipice este dată de prezenţa orizontului eluvial albic (Ea) cu poziţie intermediară între orizontul bioacumulativ (Ah *cf. W.R.B.-S.R.,* 1998 sau Au *cf. S.R.T.S.,* 2003) şi orizonturile spodice Bs şi/sau Bhs. Adesea, la suprafaţa solului se formează un orizont organic (H cf. *W.R.B.-S.R.,* 1998, O *cf. S.R.T.S.,* 2003). Orizontul Ea are culori deschise (gri, galben-gri) contrastante cu ale orizontului Bhs, care datorită prezenţei complexelor metalo-(Fe şi Al) -organice (humusul iluviat) are culori brun închise (7,5YR cu valori şi crome mici).

Consecinţă a doborâturilor de vânt, sub vegetaţia forestieră de răşinoase, orizontul Ea apare adesea discontinuu (foto 7.2).

– *caracteristici fizice:* textura în Ea este nisipoasă sau nisipo-lutoasă, cantitatea de argilă pe profil are valori mult mai mici comparativ cu celelalte fracţiuni. În orizontul din baza profilului şi, uneori, pe întreg profilul apar cantităţi variabile de schelet. Caracteristicile hidrofizice sunt uşor diferenţiate pe profil, fiind date de infiltrarea rapidă a apei în Ea şi mai lentă în orizontul spodic;

– *caracteristici chimice:* podzolurile se caracterizează prin valori scăzute ale pH-ului (3,5-4,5); raportul C/N>25 şi scade uşor către orizontul B, indicând o activitate biologică foarte slabă, deficienţă în azot şi fosfor.

*Distribuţie geografică*: cea mai importantă suprafaţă cu podzoluri se găseşte în emisfera nordică, respectiv în nordul Europei şi nord-vestul Rusiei, nordul Americii de Nord, dar suprafeţe importante apar şi în climatul temperat, însă în zonele montane (fig. 7.9). În Rusia podzolurile şi podzoluvisolurile deţin cea mai mare pondere (34,6%) faţă de celelalte tipuri de sol (Stalbovoi *et al.*, 1998).

Podzolurile formate în paleo-medii asemănătoare, cu vârstă apropiată, pot avea morfologie diferită, determinată de diferenţele unor factori pedogenetici. Astfel, podzolurile din sectorul dunelor relicte (Newport Barrier – statul Carolina de Nord, SUA) formate în Pleistocen, pe nisipuri cuarţoase, într-un climat subtropical umed sunt asemănătoare cu cele din estul Australiei (Queensland) (Phillips *et al.,* 1996). Conform modelului lui *Thompson*, citat de Phillips *et al.* (1996), pentru condiţiile prezentate anterior pedogeneza acţionează în sensul individualizării orizonturilor şi al creşterii grosimii acestora, în tendinţa formării podzolurilor gigantice. Podzolurile din Queensland au orizontul B la adâncimi de peste 2 m, la altitudini de peste 200 m deasupra nivelului mării, în timp ce în Newport Barrier orizontul B apare la numai 1 m, pe un relief cu altitudini de 9-13m. Deşi condiţiile de evoluţie au fost asemănătoare, diferenţele morfologice sunt puse pe seama altitudinii reliefului.

Se pare că în trecutul geologic arealul podzolurilor era mai extins. Terasele marine din statul Carolina de Sud (SUA) formate la sfârşitul Pleistocenului au fost acoperite de apa mării în Holocen. Această schimbare a mediului a dus la înlocuirea vegetaţiei forestiere (*Pinus, Quercus, Vaccinium*) cu cea de sărătură (*Salicornia, Iva, Juncus*) concomitent cu modificarea caracteristicilor orizonturilor A şi E şi a texturii solului (Gardner *et al.*, 1992).

În climat tropical, aşa-numitele *„podzoluri uriaşe"* se găsesc în America de Sud (în bazinul Rio Negro), în Australia (numai în nord), în Asia (Indonezia) şi în Africa (în partea de vest a Zambiei).

În partea centrală a bazinului Amazon (lângă Manaus) podzolurile se asociază cu feralsolurile, primele ocupând o poziţie altitudinală mai joasă, la nivelul versanţilor, iar feralsolurile sunt întâlnite numai la nivelul platourilor interfluviale (Cornu *et al.*, 1998). În cadrul acestui sistem se apreciază că feralsolurile evoluează în timp spre podzoluri. În partea superioară a bazinului Rio Negro, la nivelul unei câmpii de eroziune, în condiţiile unui climat ecuatorial (precipitaţii 3.000-4.000 mm/an) şi al vegetaţiei arbustive sclerofile (catinga amazoniană) în care apar sectoare mici cu vegetaţie forestieră (campinarana) s-au format podzoluri hidromorfe şi podzoluri gigantice (Dubroeucq, 1999). Primele sunt caracteristice platourilor în timp ce podzolurile hidromorfe sunt specifice câmpiei inundabile.

În Depresiunea Congoleză, podzoluri formate pe nisipuri terţiare ocupă areale joase şi prezintă un orizont de ortsein, indicând alte condiţii pedogenetice decât cele actuale (Schwartz, 1988).

În România, podzolurile sunt întâlnite preponderent în zona montană înaltă (>1.700 m), pe materiale parentale acide (şisturi cristaline, gresii silicioase) sau rezultate prin debazificare intensă (conglomeratele de Bucegi) sub vegetaţie de răşinoase sau din subalpin. Faţă de situaţia clasică podzolurile pot să apară la altitudini joase, precum şi pe roci acide şi pe pante mari (Munţii Breţcu) (Băcăinţan *et al.*, 2004).

*Utilizare şi management*: pe baza caracteristicilor chimice şi fizice se poate spune că podzolurile au fertilitate foarte scăzută, ceea ce face ca acestea să fie utilizate în demeniul forestier şi pentru păşunatul extensiv.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Figura 7.9.** Distribuția podzolurilor pe Glob

### *7.5.3. Plintosolurile*

*Pedogeneza*: plintosolurile s-au format în condițiile existenței în trecut sau în prezent a unui strat de apă care a dus la segregarea fierului. Întrucât aceste soluri corespund condițiilor climatice tropicale, în procesul de formare un rol important revine alterării care contribuie la formarea argilei și silicei. Relieful pe care se formează este vechi și corespunde suprafețelor plane sau slab ondulate. Vegetația sub care se formează aceste soluri este cea corespunzătoare savanei cu arbori sau cu ierburi.

*Caractere diagnostice*: (gr. *plinthos*=cărămidă) prezența orizontului plintic sau a orizontului petroplintic. Orizontul plintic este bogat în fier, argilă caolinită și cuarț, dar sărac în humus, iar orizontul petroplintic este un orizont cimentat cu oxizi de fier (fig. 7.10). Saturația în fier și/sau aluminiu este ridicată, dispune de rezervă redusă în materie organică și are un grad scăzut de saturație în baze. Plintitul se poate transforma ireversibil într-un strat de hardpan îmbogățit în fier sau în agregate cu aspect neregulat, prin pierderea umidității (Dos Anjos *et al.*, 1995).

Cele două orizonturi: petroplintic și plintic apar la nivele altitudinale diferite. Astfel, orizontul petroplintic are ocurențe la nivelul interfluviilor, putând constitui chiar inversiuni de relief, în timp ce orizontul plintic se găsește pe versanții cu declivități reduse.

BCU "ION CREANGĂ" UNIVERSITY LIBRARY

**Figura 7.10.** Etapele formării orizontului petroplintic (Van Wambeke, 1992)

Consecință a evoluției îndelungate, plintosolurile au profil bine dezvoltat, prezentând orizonturile *A-(E)-B-C*. *Distribuție geografică*: plintosolurile se găsesc în zonele tropicale şi subtropicale, suprafața ocupată fiind de aproximativ 60 mil. ha. În America de Sud se găsesc în bazinul Amazonului. În Brazilia plintosolurile sunt asociate climatului tropical subumed cu puternice contraste termice (t=26°C şi pp=1.800 mm/an).

În Africa de vest (bazinul râului Congo – platoul Haut-Mbomou) plintosolurile se formează la nivelul unor platouri constituite din amfibolite cu şisturi verzi şi sectorial pe intruziuni granitice, în condițiile climatului tropical umed cu un sezon uscat scurt (decembrie-februarie). Vegetația este uşor diferențiată, de la cea de savană semiumedă cu arbori pe platouri şi pe văi la cea ierboasă, pe versanți. Profilul dezvoltat pe câțiva zeci de metri conține până la 3-5 m fericrite (Beauvais, Roquin, 1996). În bazinul fluviului Nazinon (vechiul Volta Roşie), la nivelul unor platouri cu altitudine medie (300 m), cuirasele feruginoase apar sub forma unor blocuri groase în arealul suprafețelor uşor ondulate (De Blic, Some, 1997).

Pe continentul asiatic, India dispune de cele mai importante suprafețe cu plintosoluri.

BOTANICAL GENERAL UNIVERSITY LIBRARY

*Utilizare şi management*: aceste soluri sunt utilizate pentru păşunatul extensiv sau sunt acoperite cu vegetaţie forestieră naturală. Introducerea plintosolurilor în practica agricolă poate duce la degradarea lor ireversibilă prin formarea suprafeţelor indurizate.

Plintosolurile ridică probleme serioase vegetaţiei, diminuând capacitatea rădăcinilor de a pătrunde în sol din cauza apelor provenite prin revărsări (Delta Mekong) sau a orizontului indurizat. Suprafaţa puternic indurizată poate fi tăiată în blocuri şi utilizate ca material de construcţie.

### *7.5.4. Nitisolurile*

*Pedogeneza*: formarea nitisolurilor este condiţionată de prezenţa materialelor parentale bazice sau neutre, sub o vegetaţie de pădure tropicală sau de savană. În aceste condiţii alterarea mineralelor este intensă (feralitizare), după care are loc deplasarea descendentă a produselor de alterare, rezultând un orizont Bt cu proprietăţi nitice.

*Caractere diagnostice*: nitisolurile devin dure în stare uscată, friabile până la compacte în stare umedă şi plastice când materialul este umezit în exces. Permeabilitatea este moderată până la ridicată, prin urmare şi înrădăcinarea se face în condiţii bune. Conţinutul în materie organică este diferit, iar reacţia este variabilă. Orizontul Bt are o structură în blocuri angulare cu feţe lucioase (caracterul nitic) ca urmare a presiunilor din cadrul profilului şi a conţinutului mare de argilă (>35%). În cadrul profilului amestecul materialului la partea superioară se face de către termite, viermi sau alte categorii de faună din sol.

Profilul sintetic al nitisolurior este *A-B(t)-C*.

*Distribuţie geografică*: cuprinde câteva areale în Africa (Etiopia, Kenia, nordul Tanzaniei, estul Zairului). În Asia nitisolurile se găsesc atât în estul, cât şi în nord-vestul Indiei, iar în America Latină ocupă suprafeţe reduse în Brazilia şi Argentina.

*Utilizare şi management*: o mare parte a nitisolurilor sunt utilizate pentru plantaţii (arborele de cacao, cafea). Nitisolurile pot fi lucrate uşor, dar au un deficit de micronutrienţi şi de potasiu.

În Africa de est, la altitudini de peste 1.500 m, culturile au un randament redus ca urmare a temperaturilor scăzute, favorabile pentru un interval de şase la nouă luni. Învelişul pedogeografic este reprezentat prin andosoluri, unele feralsoluri şi nitisoluri sunt favorabile utilizării în agricultură, dar ultimele au un grad ridicat de saturaţie în baze, în timp ce temperaturile mai scăzute diminuează ritmul descompunerii materiei organice (*FAO*, 2003). În aceste condiţii culturile perene precum cele de cafea şi ceai constituie baza producţiei agricole; la acestea se adaugă plantaţiile de bananieri, care pe lângă randamentul bun asigură

şi protecţia solului la eroziune. În Etiopia aproape ½ din terenurile situate la altitudine sunt puternic erodate (aproximativ 14 mil. ha) (*FAO,* 2003).

### *7.5.5. Feralsolurile*

*Pedogeneza*: feralsolurile se formează prin procese foarte intense de alterare până la formarea argilelor de tip caolinitic, în condiţiile unui climat tropical, pe suprafeţe de relief foarte vechi şi stabile. În condiţiile date, mineralele primare, exceptând cuarţul, sunt supuse hidrolizei totale, eliberându-se în soluţia solului oxizii de Fe şi Al, silicea şi bazele (Duchaufour, 1982).

Bazele şi o parte a silicei sunt îndepărtate pe profil în timp ce silicea rămasă, fierul şi aluminiul se reorganizează formând minerale argiloase, oxizi şi hidroxizi de Fe şi Al, la care se adaugă în cantităţi reduse oxizi de titan, mangan şi alte metale (Ségalen, 1995).

Compoziţia mineralogică a feralsolurilor este dominată de cuarţ, caolinit, gibbsit şi oxizi ferici (hematit şi goethit).

Geologic, feralsolurile se pot forma pe toate rocile care prin alterare pot elibera acidul silicic şi aluminiu. Rocile plutonice şi metamorfice acide conţin feldspaţi şi o cantitate ridicată de cuarţ care are rol reglator, împiedicând caolinitul să se transforme în gibbsit (Ségalen, 1995). Rocile neutre şi bazice sărace în cuarţ dar cu un conţinut ridicat în minerale feromagneziene contribuie la formarea solurilor bogate în caolinit şi gibbsite. Dintre rocile sedimentare, calcarele sunt favorabile formării acestor soluri, în timp ce în cazul gresiilor sinteza caolinitului este dificilă.

*Relieful* pe care se mulează feralsolurile este reprezentat prin câmpii şi podişuri vechi.

*Climatul* de tip tropical cu un sezon ploios lung permite dezvoltarea pădurilor ombrofile care asigură o protecţie bună solurilor. Pădurile luminoase subtropicale, asociate climatului tropical cu perioade secetoase şi ploioase, protejează în măsură mai mică solul.

*Caractere diagnostice*: (lat. *Ferrum* = fier şi *alumen* = aluminiu) feralsolurile se caracterizează prin prezenţa orizontului feralic, care conţine argilă caolinitică şi unele minerale rezistente la alterare.

Dacă solul conţine suficient fier, atunci culoarea dominantă este roşu şi, în funcţie de umiditate, poate trece în galben. Datorită alterării extreme profilul este profund sau foarte profund (câţiva metri grosime), iar drenajul intern bun facilitează pătrunderea rădăcinile în profunzime. Caracteristicile chimice, în

general nefavorabile, sunt exprimate prin valori ale capacității de schimb mai mici (16 me/100 g sol), iar pH-ul scăzut determină inaccesibilitatea unor elemente (P). Solurile zonei tropicale sunt caracterizate printr-un deficit al nutrienților, în general, și al fosforului, în particular (Ibia, Udo, 1993).

Morfologia profilului este dată de succesiunea orizonturilor *A-B-C*.

*Distribuția geografică*: ferralsolurile ocupă aproximativ 23% din suprafața zonei tropicale (Beinroth *et al.*, 2003&2006), fiind distribuite în partea centrală și vestică a Africii, în bazinul Amazonului, în sud-estul Asiei și în insulele pacifice (*W.R.B.-S.R.*, 1981).

În *America de Nord*, feralsolurile apar insular numai în Mexic, în interiorul țării, areal continuat bandiform în America Centrală (Guatemala, Panama și Nicaragua) la nivelul unor platouri vechi (Ségalen, 1995).

În *America de Sud* feralsolurile din bazinul Amazonului ocupă zona periferică constituită din granite și gnaise aparținând soclului, fiind soluri profunde și puternic acide. În zona centrală se întâlnesc feralsoluri indurizate (Rio Madeira și Rio Grande) dar și feralsoluri de culoare galbenă, pe depozite sărace în oxizi de fier. În bazinul Rio Negro feralsolurile ocupă relieful colinar; pe interfluvii acestea conțin frecvent noduli fero-aluminoși în orizontul de culoare roșie iar în sectoarele convexe ale versanților se constată o îngroșare a orizontului de culoare galbenă și transformarea orizontului de plintit în orizont pseudogleic (Dubroeucq, 1999). Feralsolurile din partea orientală a bazinului Parana, formate pe granite, bazalte și gresii au grosimi foarte mari (12-15 m, dar pot ajunge la 30 m), făcând parte din categoria celor mai vechi soluri.

În *Africa* occidentală feralsolurile galbene, formate pe roci metamorfice în condițiile unui climat ecuatorial, se găsesc în apropierea litoralului (zona Golfului Guineei) iar feralsolurile roșii, formate pe o varietate mare de roci, aparținând soclului, în condițiile unui climat tropical umed sunt distribuite spre interiorul continentului (Poss, Valentin, 1983). În Africa centrală feralsolurile sunt frecvente pe gnaise și granite, formând un areal aproape circular în sectorul mijlociu al râului Congo. În Africa central-estică formarea feralsolurilor este pusă pe seama tectonicii, prin înălțările diferențiate ale rocilor vechi (gondwaniene, terțiare), și a intruziunilor de roci vulcanice care au creat structurile de tip horst (Ruwenzori). La acestea se adaugă schimbările climatice, inclusiv din perioada cuaternară, care au contribuit la formarea feralsolurilor situate în afara zonelor umede din prezent. Feralsoluri bogate în materie organică sunt întâlnite în preajma lacului Kivu (Rwanda și Burundi), în vestul

Angolei, în nordul Zairului, iar în Madagascar se găsesc în zona piemontană din est. Acestea sunt apreciate ca fiind foarte productive, susținând concentrări ridicate de populație (Eswaran *et al.*, 1997).

În *Asia*, feralsolurile din vestul Indiei (Coasta Malabar) formate pe roci vechi (precambriene), în condițiile unui climat tropical umed și ale vegetației forestiere ombrofile, se caracterizează printr-un conținut ridicat de oxizi de fier în orizontul B care favorizează cimentarea acestora. În sud-estul Asiei feralsolurile au culori galbene și roșietice, profilul are grosime moderată, iar în unele regiuni au fost evidențiate nivele de pietrișuri în cadrul profilului. Relativa tinerețe a feralsolurilor a fost explicată prin înlocuirea „recentă" a unui climat ploios cu unul mai puțin ploios, în timp ce nivelul de pietrișuri ar indica fragmente ale unei foste cuirase (Ségalen, 1995). Acestea ocupă suprafețe relativ reduse în Thailanda și Vietnam, iar cuirasele sunt slab reprezentate. În China feralsolurile ocupă jumătatea nordică a insulei Hainan și cea mai mare parte a peninsulei Leizhou.

În *Australia* feralsolurile au o răspândire redusă în est și în sectorul central-nordic. Solurile care conțin cuirase sunt bogate în gibbsit, în oxizi de fier și de mangan în timp ce solurile care conțin noduli au cantități mai mari de caolinit. În regiunile centrale ale Australiei aflorimentele cuiraselor mai mult sau mai puțin fragmentate creează un pavaj de pietre.

*Utilizare și management*: cea mai mare parte a feralsolurilor este acoperită cu vegetație forestieră, ceea ce corespunde cel mai bine cu modul optim de utilizare întrucât vegetația asigură, prin intermediul resturilor ajunse la suprafața solului, o rezervă de elemente chimice. Înlocuirea vegetației naturale duce la diminuarea rapidă a stocului de materie organică și crește riscul indurizării prin formarea de cruste.

În Asia grosimea orizontului B poate varia de la câțiva zeci de cm la 2-3 m, ceea ce favorizează exploatarea materialului pentru construcții, care în prealabil este supus uscării, devenind în acest caz foarte dur.

În prezent pe suprafețele ocupate de feralsoluri există plantații de arbori de cafea, cacao, palmieri de ulei ș.a., dar este recomandat ca suprafețele de teren să fie omogene pentru a reduce degradarea solului.

Cultivarea feralsolurilor prin tăierea pădurii duce la scăderea rapidă a conținutului de C organic și la deteriorarea rapidă a solului încă din primele luni de la defrișare. În zonele tropicale umede defrișarea, extragerea masei lemnoase și lucrările agrotehnice de pregătire a terenurilor pentru cultură sunt însoțite de degradarea fizică a solului și în primul rând a porozității (Tamia *et al.*, 1999).

Modul tradiţional de utilizare a feralsolurilor în agricultura itinerantă, incendiind pădurea, în sectorul peruan al bazinului amazonian duce la întârzierea descompunerii materiei organice, creşterea stocului de baze schimbabile şi fosforului accesibil şi diminuarea saturării în $Al^{3+}$ schimbabil (Botschek *et al.*, 1996).

Feralsolurile pot fi utilizate pentru cultura plantelor în condiţiile aplicării îngrăşămintelor, dar fixarea cationilor ($Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $K^{+}$) de mineralele argiloase caolinitice este diminuată ca urmare a capacităţii reduse de schimb cationic. În plus, există riscul compactării la trecerea utilajelor grele.

Utilizarea feralsolurilor în agricultura tradiţională în ţări precum Guineea, dar cu defrişarea la perioade tot mai scurte a vegetaţiei forestiere a dus la înlocuirea vegetaţiei iniţiale cu una secundară de savană, contribund atât la sărăcirea solului în elemente chimice, cât şi la indurizarea orizonturilor minerale (Duchaufour, 1982).

## 7.6. SOLURI FORMATE PRIN STAGNAREA APEI

Solurile a căror pedogeneză este determinată de stagnarea apei sunt solurile cu schimbare texturală bruscă (*Planosolurile*) şi soluri structurate sau cu discontinuităţi moderate ale texturii (*Stagnosolurile*).

### *7.6.1. Planosolurile*

*Pedogeneza*: planosolurile se formează în climate temperate calde sau subtropicale, pe materiale parentale cu textură fină, sub vegetaţie ierboasă sau de pădure, dar cu arbori adaptaţi la o înrădăcinare puţin adâncă.

Condiţiile climatice favorabile alterării şi îndepărtării mineralelor argilose sunt date de valorile ridicate ale precipitaţiilor (600-1.000 mm/an în Franţa) (Baize, 1995) (1.000-1.200 mm/an în nordul Uruguayului) (Rossignol, 1984-1985).

În timp au apărut mai multe modele privind formarea planosolurilor. Primul dintre acestea, elaborat de D. Baize (1989), are în vedere *evoluţia texturii* în trei faze:

– crearea unei macro-porozităţi structurale care duce la diferenţierea structurală între orizonturi, însemnând debutul circulaţiei laterale a apei;

– continuarea alterării şi sărăcirii orizonturilor superioare pe fondul accentuării diferenţierii structurale care se transformă în diferenţiere texturală;

– diferenţe de porozitate între orizonturi şi accentuarea circulaţiei laterale a apei.

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

Urmează *evoluția fizico-chimică* în cinci etape:

1. începutul formării structurii pedogenetice, alterarea (și eliberarea fierului) și decarbonatarea;
2. începutul desaturării;
3. apariția petelor de hidromorfie ca urmare a ciclurilor de reducere/oxidare;
4. instalarea progresivă a aciditații (pH<5) și începutul iluvierii secundare, ca rezultat al degradării mineralelor secundare. Într-un mediu destul de desaturat și temporar reducător, argilele disociază de fier, fiind susceptibile de a fi evacuate separat;
5. destrucția totală a unor minerale argiloase prin autoliză acidă.
6. alt model, formulat tot de pedologii francezi[45], are ca punct de plecare diferențierea texturală rezultată prin procese de sedimentare.

J.P. Rossignol (1984-1985) pune planosolizarea pe seama diferențelor mari de umiditate ale orizonturilor de suprafață, ca urmare a evapotranspirației în contrast cu orizonturile inferioare.

Formarea planosolurilor este rezultatul: *translocării* (eluvierii) *argilei* descendent și lateral pe profil; *ferolizei*, adică al destrucției și migrării argilei pe profil în condițiile alternanței sezoanelor uscate și umede.

*Caractere diagnostice*: (lat. *flat*=cu suprafața dreaptă, plan) *morfologic*, se remarcă diferențieri puternice între orizontul eluvial (E) de culoare deschisă (gri) și cel iluvial (B), îmbogățit în argilă și având culori mai închise.

Conceptul central al profilului este dat de succesiunea orizonturilor *A-E-B-C*. Orizontul A este de tip ocric sau umbric, iar în baza profilului apare orizontul C, uneori cu acumulări de carbonați.

Elementele diagnostice esențiale sunt date de *schimbarea texturală bruscă* pe câțiva cm și o *creștere substanțială*, chiar o dublare *a conținutului de argilă în B* față de orizontul A, pe fondul unei *treceri plane* (dreaptă) între acestea, excluzând tranziția glosică (Baize, 1995).

Proprietățile hidrofizice sunt determinate de circulația lentă a apei în perioada umedă în orizontul B, ceea ce contribuie la asocierea proprietăților stagnice la acesta, dar și la orizonturile superioare (ocric și/sau luvic).

Textura mai grosieră din orizontul eluvial contribuie la diminuarea stabilității agregatelor structurale.

---

[45] Favrot și Legros.

BCU CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Caracteristicile chimice generale sunt date de debazificarea orizonturilor superioare concomitent cu diminuarea gradului de staturație în baze și a valorilor pH-ului.

*Distribuție geografică*: cele mai importante suprafețe cu planosoluri apar în America de Sud, respectiv în Argentina și în sudul Braziliei (fig. 7.11). În Uruguay, pe platourile din nord, dar pe pante lungi cu declivitate redusă, au fost descrise planosouri vertice (Rossignol,1984-1985). Autorul apreciază că planosolurile s-au format în condițiile climatice diferite din Cuaternar, marcate de precipitații mai ridicate și temperaturi mai coborâte, care ar fi favorizat desaturarea orizonturilor superioare și levigarea mineralelor argiloase. Altă ipoteză asupra planosolizării are în vedere sărăcirea compoziției preriei prin introducerea de către coloniștii europeni a creșterii animalelor, care a modificat circulația apei în orizonturile superioare.

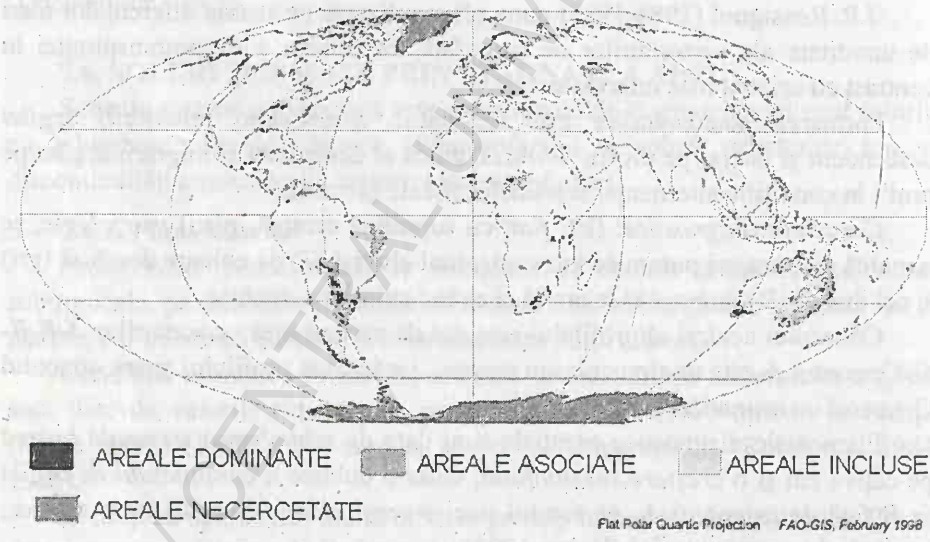



**Figura 7.11.** Distribuția planosolurilor pe Glob

În Brazilia, planosolurile s-au format în zone dominate mineralogic de smectite, în zone depresionare și în cele afectate de hidromorfie (Melfi, 2004).

A doua concentrare majoră se găsește în estul și sud-vestul Australiei, la acestea adăugându-se suprafețe mai mici în estul Asiei, Americii de Nord, sud-estul Africii ș.a.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În Europa sunt menționate planosoluri în Franța (Lorena, Champagne, Gâtines Oriental ş.a.).

*Utilizare şi management*: întrucât au fertilitate moderată spre slabă, planosolurile sunt utilizate pentru păşunatul extensiv (Australia şi America de Sud) dar şi pentru cultura grâului. Utilizarea planosolurilor pentru cultura plantelor impune o serie de restricții, în primul rând de ordin climatic, prin saturarea solului în apă în sezonul cu umiditate ridicată. Caracteristicile interne restrictive sunt reprezentate prin conținutul ridicat de argilă din orizontul Bt, deficitul de nutrienți din partea superioară a profilului, conținutul redus în materie organică, capacitate de schimb cationic redusă ş.a.

### *7.6.2. Stagnosolurile*

*Pedogeneza*: stagnosolurile se formează sub influența apelor pluviale care stagnează o perioadă în profil. Stagnosolurile se pot forma pe o gamă variată de materiale parentale, reprezentate prin depozite neconsolidate, de la cele de origine glaciară, la depozite lutoase eoliene, aluviuni şi coluvii ş.a. Relieful favorabil instalării stagnogleizării este reprezentat de forme de relief variate, dar cel mai adesea pe forme de relief plane şi cu declivități reduse. Stagnogleizarea este asociată climatelor umede şi subumede din zonele reci, temperate şi tropicale. Perioada de stagnare a apei poate fi diferită, de la câteva săptămâni în zona temperată la câteva zile în cea tropicală (*W.R.B.-S.R.*, 2006).

*Caractere diagnostice*: (lat. *stagnare*=a stagna) persistența apei pluviale în profil determină, pentru o perioadă de timp, procese de reducere. În aceste condiții, hidroxizii feroşi şi manganoşi sunt distribuiți pe profil, imprimând orizontului de sol culori deschise. Consumul apei de către plante şi scurgerea descendentă sau laterală induce instalarea proceselor de oxidare. Aerobioza şi implicit oxidarea determină precipitarea fierului şi manganului sub formă de pelicule sau concrețiuni. Zona de tranziție dintre anaerobioză şi aerobioză se caracterizează printr-un amestec de culori specifice, imprimând solului un caracter marmorat. Intensitatea procesului determină proprietăți stagnice moderate (16-50% culori de reducere=w) sau intense (>50% culori de reducere=W)(*S.R.T.S.*, 2003).

*Distribuție geografică*: stagnosolurile acoperă 15-200 mil. ha, fiind prezente în zonele umede şi subumede. Acestea sunt întâlnite în Europa de Vest şi Centrală, America de Nord, sud-estul Australiei, iar în Argentina sunt asociate

cu luvisolurile şi cu cambisolurile cu textură de la prăfoasă la argiloasă (*W.R.B.-S.R.*, 2006).

*Utilizare şi management*: excesul de apă şi deficienţa în oxigen impun restricţii temporare în dezvoltarea vegetaţiei.

## 7.7. SOLURI CU ACUMULARE DE MATERIE ORGANICĂ ŞI GRAD DE SATURARE ÎN BAZE RIDICAT

Condiţiile pedogenetice favorabile formării solurilor din acest grup de referinţă sunt cele specifice stepei, aici fiind incluse solurile cu orizont molic (*Cernozemurile*), solurile care realizează tranziţia spre climatele uscate (*Kastanozemurile*) şi solurile de tranziţie spre climatele mai umede (*Faeozemurile*).

### *7.7.1. Cernozemurile*

*Pedogeneza*: cernozemurile se formează în climate temperate, unde precipitaţiile depăşesc cu puţin evapotranspiraţia (350-600 mm). Materialul parental este constituit, cel mai adesea, din depozite löessoide sau din löessuri care conţin cantităţi importante de carbonaţi. Vegetaţia ierboasă (stepa din Europa şi preria din America de Nord) lasă în sol cantităţi mari de materie organică transformate până la stadiul de humus, îndeosebi sub influenţa bacteriilor şi a lumbricidelor.

*Caractere diagnostice*: cernozemurile au la partea superioară un orizont bogat în humus (Am 4-16%), bine structurat, cu agregate stabile.

Acumulările secundare de carbonaţi pot să apară începând de la 50 cm de la limita inferioară a orizontului A şi se regăsesc până la 200 cm adâncime, fără a prezenta însă orizont petrocalcic sau acumulări secundare de gips (Nestroy, 2000).

Profilul prezintă o morfologie asemănătoare kastanozemurilor, prin succesiunea orizonturilor *Ah-B-C*. Orizontul molic are culori închise, sub acesta formându-se un orizont B cambic sau argic.

Capacitatea de schimb cationic este ridicată, pH-ul este neutru-moderat alcalin.

*Distribuţie geografică*: cernozemurile ocupă cele mai importante areale la latitudini medii (fig. 7.12). În Europa apar sub forma unei benzi, mult mai bine conturată din Europa de Est către Asia şi mai puţin evidentă în America de Nord. Relieful pe care se formează cernozemurile este slab ondulat, fiind reprezentat prin câmpii afectate de glaciaţia pleistocenă.

BCU "ŞTEFAN CEL MARE" SUCEAVA LIBRARY

Cernozemurile sunt tipice în sud-estul Europei (partea centrală a Ungariei, sudul României şi R. Moldova, nordul Bulgariei), în Rusia se extind din nordul Peninsulei Crimeea şi Mării Azov către est, fiind deplasate către sud de munţii Ural (Bunting, 1966).

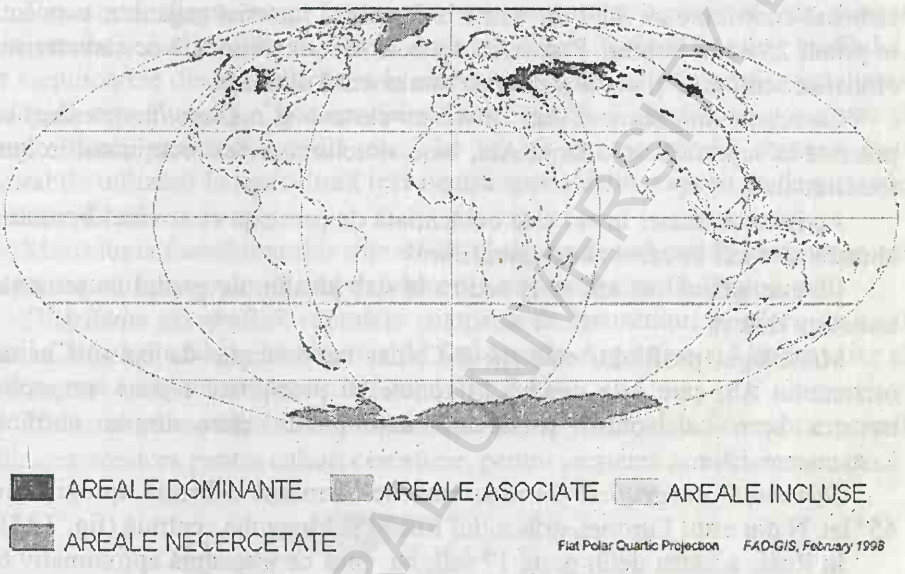



**Figura 7.12.** Distribuţia cernozemurilor pe Glob

Cernozemurile se diferenţiază după conţinutul în humus, carbonaţi şi în unele cazuri prin prezenţa sulfaţilor în funcţie de condiţiile climatice. Pentru teritoriul Rusiei orizontul de acumulare a humusului este subţire (<40 cm), mediu (40-80 cm) şi gros (>80 cm), cele mai multe având grosime medie. În sudul arealului cernozemurilor grosimea orizontului bioacumulativ se reduce considerabil (<10 cm), sub acesta apar acumulări de carbonaţi, care ocazional sunt salinizate ($NaSO_4$) (Rode, 1962).

*Utilizare şi management*: cernozemurile sunt utilizate îndeosebi pentru cultura cerealelor (grâu, orz, secară etc.) la care se adaugă pe suprafeţe extinse porumbul. Verile călduroase şi evapotranspiraţia puternică reduc considerabil rezerva de apă din sol, motiv pentru care aceasta trebuie conservată sau, după caz, se pot utiliza irigaţiile. Aplicarea irigaţiilor în condiţii necorespunzătoare duce la degradarea cernozemurilor prin salinizare secundară. Fenomenul a fost

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

monitorizat pe cernozemurile situate pe terasele din bazinul inferior al Donului, efectele constând în diminuarea producției (cu 10-25%) (Rybianetsk, Ryazanova, 2002).

### *7.7.2. Kastanozemurile*

*Pedogeneza*: kastanozemurile se formează în zona stepelor, vegetația ierboasă contribuie cu 50% din masă la formarea materiei organice, concentrată în primii 25 cm ai solului. Formarea acestora este condiționată de caracteristicile climatice semiaride și chiar aride care diminuează biomasa.

*Caractere diagnostice*: (lat. *castanea*=castană și rus. *zemlia*=pământ) solul prezintă la suprafață un orizont Am, bine structurat, având conținutul în humus moderat-slab.

Activitatea faunei în sol este evidențiată de prezența crotovinelor, mult mai abundente decât în cazul cernozemurilor.

Chimic, pH-ul variază de la neutru la slab alcalin, iar gradul de saturație în baze este ridicat.

Morfologia profilului este ***Ah-B-C***, dar cu diferențe de culoare în cazul orizontului Ah, care este deschis în zonele cu precipitații reduse, respectiv la trecerea spre calcisoluri, și devine mai închis către limita nordică a kastanozemurilor.

*Distribuție geografică*: kastanozemurile formează o bandă aproximativ la 45° lat. N din estul Europei, prin sudul Rusiei și Mongolia centrală (fig. 7.13).

În Rusia acestea dețin peste 17 mil. ha, ceea ce înseamnă aproximativ 66% din întregul areal al kastanozemurilor (Stalbovoi, 2000). Vegetația asociată kastanozemurilor este stepa, cu precipitații mai reduse în partea de sud a țării. Calitativ, aceste soluri se diferențiază către estul Siberiei prin diminuarea grosimii orizontului bioacumulativ.

În America de Nord acestea corespund preriilor și se extind din sudul Canadei până în Mexic. În America de Sud sunt asociate cu pampasul iar dispunerea este tot în lungul meridianului.

*Utilizare și management*: cea mai mare parte a kastanozemurilor sunt utilizate în agricultură, dar deficitul precipitațiilor impune utilizarea irigațiilor, care la rândul lor ridică riscul salinizării solului.

### *7.7.3. Faeozemurile*

*Pedogeneza*: faeozeomurile sunt caracteristice stepelor (preriilor), dar având cantități mai mari de precipitații și temperaturi mai scăzute. Cantitatea de biomasă este mai mare, dar și alterarea mineralelor este mai intensă față de

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

celelalte soluri ale stepei. Materialele parentale sunt reprezentate prin depozite eoliene (depozite löesside şi löessuri) cu pH neutru spre bazic.

Faeozemurile sunt frecvente în arealul bioclimatic al silvostepelor aproximativ între izohietele de 500-650 mm şi izotermele de 5-7°C, ceea ce permite acumularea humusului până la adâncimi de 80 cm (Nestroy, 2000).

*Caractere diagnostice*: faeozemul are la partea superioară un orizont bioacumulativ molic, carbonaţii sunt mult mai intens levigaţi în afara profilului, dar vieţuitoarele din sol contribuie la redistribuirea acestora în profil (activitatea biologică este intensă). Caracteristicile fizice sunt bine exprimate: porozitate şi aeraţie bună, structură stabilă etc., la fel şi caracteristicile chimice sunt favorabile utilizării în agricultură (pH neutru spre alcalin, capacitate de saturaţie în baze ridicată).

Morfologia faeoziomurilor este ***Ah-B-C***, dar se deosebesc de kastanozemuri şi cernozemuri prin culorile mai deschise ale orizontului molic (brune, gri).

*Distribuţie geografică*: suprafeţe compacte de faeozemuri se găsesc în estul Marii Câmpii din SUA, în America de Sud apar în Argentina şi Uruguay, iar al treilea areal compact se găseşte în China (fig. 7.14).

*Utilizare şi management*: proprietăţile fizice şi chimice favorabile permit utilizarea acestora pentru culturi cerealiere, pentru creşterea animalelor ş.a.

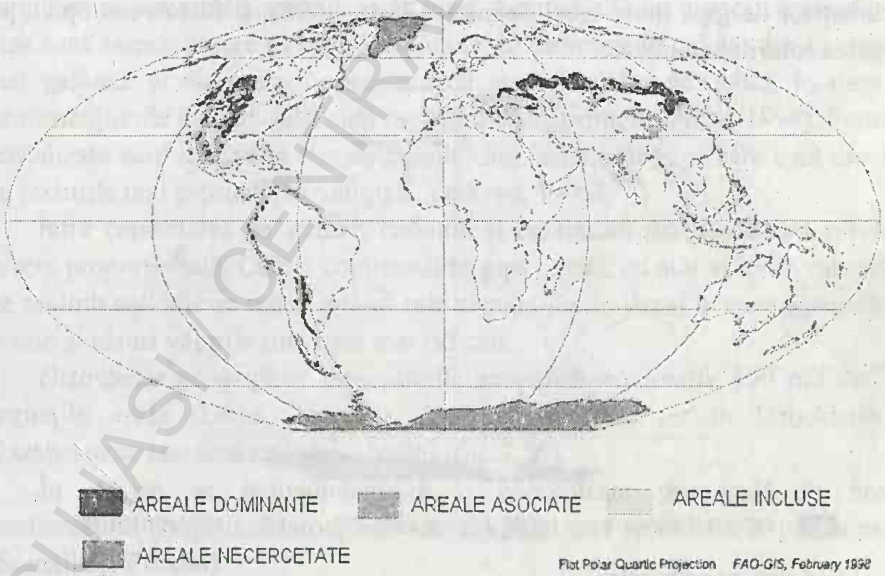



**Figura 7.13.** Distribuţia kastanozemurilor pe Glob

BCU IAŞI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

## 7.8. SOLURI CU ACUMULĂRI DE SĂRURI SLAB SOLUBILE SAU SUBSTANȚE NESALINE

În cadrul grupului de referință sunt incluse solurile cu acumulări de gips (*Gipsisolurile*) de silice (*Durisolurile*) și de carbonat de calciu (*Calcisolurile*).

### *7.8.1. Gipsisolurile*

Gipsisolurile sunt caracterizate prin acumulări secundare de gips în sol ($CaSO_4 x\ 2H_2O$) (Boyadgiev, Verhye, 1996) și se găsesc în sectoarele cu cele mai mici valori ale precipitațiilor din climatele aride (*W.R.B.-S.R.*, 1998).

*Pedogeneza* gipsisolurilor, conform Buletinului Solurilor FAO (62/ 1990), este condiționată de factori *naturali* prin: existența depozitelor geologice cu gips și anhidrit care prin alterare contribuie la formarea gipsisolurilor (Irak, în valea râului Ebru din Spania); transportul și redepozitarea sedimentelor care conțin gips prin intermediul apelor sau eolian (Algeria) contribuie la acumulări de gips în sol (nordul Africii – Tunisia, sud-estul Australiei); evaporare, în cazul în care apa freatică mineralizată se găsește în apropierea suprafeței topografice; schimbarea regimului hidric al solurilor care conțin sulfuri (materiale parentale cu pirită) duce la formarea acidului sulfuric, care poate reacționa în continuare cu $CaCO_3$ din sol, formând gipsul; alunecări care contribuie la apariția ocurențelor de gips (nord-estul Spaniei) (Porta, 1998); și factori antropici, prin irigarea solurilor salinizate.

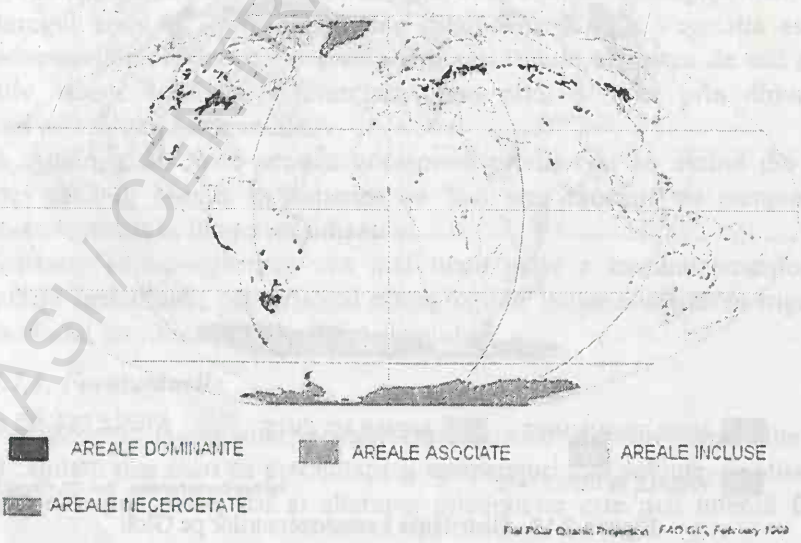



**Figura 7.14.** Distribuția faeozemurilor pe Glob

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dacă solul conține sulfați și carbonați, aceștia sunt antrenați descendent prin apa de irigare. În cazul în care mișcarea descendentă este înlocuită cu una ascendentă, determinată de evaporația intensă, atunci se întrunesc condițiile acumulării gipsului într-un orizont din apropierea suprafeței solului.

Irigarea solurilor saline cu apă care conține carbonați și sulfați va duce la îndepărtarea mai rapidă a NaCl (mai solubilă) decât a $CaSO_4$, realizându-se cristalizarea gipsului pe profil (în bazinul Eufrat).

Geologic, gipsisolurile pot să apară pe o gamă variată de depozite sedimentare (marne, marne calcaroase, argile etc.) continentale sau marine de vârstă recentă sau pe depozite vechi (cretacice, jurasice).

*Reliefuł* favorabil formării gipsosolurilor este reprezentat prin suprafețe plane ori slab ondulate și areale depresionare, la origine foste cuvete lacustre.

Gipsisolurile sunt asociate cu *climatele* aride (la <200 mm/am apar acumulări petrogipsice) și semiaride, unde precipitațiile nu depășesc 400 mm/an, dar pot să apară și în climate mediteraneene (≤500 mm/an) (Porta, 1998).

*Caractere diagnostice*: *morfologic*, profilul prezintă succesiunea ***A-B(t)-C***, cu un orizont B cambic sau argic relict (*W.R.B.-S.R.*, 1998).

Diagnosticarea gipsisolurilor are în vedere identificarea orizontului gipsic, care conține acumulări secundare de gips. Acumulările cu aspect vermicular de gips sunt asemănătoare cu pseudomiceliile de carbonat de calciu, dar au culoare mai galbenă și dimensiuni apropiate de ale cristalelor de zahăr, în timp ce neoformațiunile de carbonați sunt mai albe decât primele (Porta, 1998). Formele cristalizate sunt mai puțin comune, incluzând cristale de gips care sunt asociate cu texturile mai grosiere (Boyadgiev, Verheye, 1996).

Între capacitatea de schimb cationic și conținutul de gips există o relație invers proporțională. Cu cât conținutul în gips crește, cu atât valorile capacității de schimb cationic se reduc. pH-ul este alcalin, dar în cazul în care gipsisolurile conțin și săruri valorile sunt ușor mai ridicate.

*Distribuție geografică*: gipsisolurile acoperă aproximativ 100 mil. ha[46] în regiunile aride (Liban, Namibia, Yemen, Somalia, iar în Uzbekistan și Kazahstan se asociază cu calcisolurile) (fig. 7.15).

În Africa se individualizează o concentrare principală în nordul continentului (Algeria, Maroc, Tunisia, Egipt) și una secundară în partea estică (Somalia și Etiopia).

[46] Peste 100 mil. ha (Boyadgiev, Verheye, 1996)

Dintre țările Asiei de sud-vest (Irak, Yemen, Siria), Iranul se înscrie cu cele mai mari suprafețe cu gipsisoluri (28 mil. ha) în platourile centrale (Khademi *et al.*, 1997), la care se adaugă un areal secundar în partea centrală (China, Mongolia). În Siria, gipsisolurile din compartimentul median al Câmpiei Eufratului sunt prezente în sectoarele joase aluviale dar și la contactul cu prima terasă sau conurile aluviale (Florea, Al-Jouma, 1998).

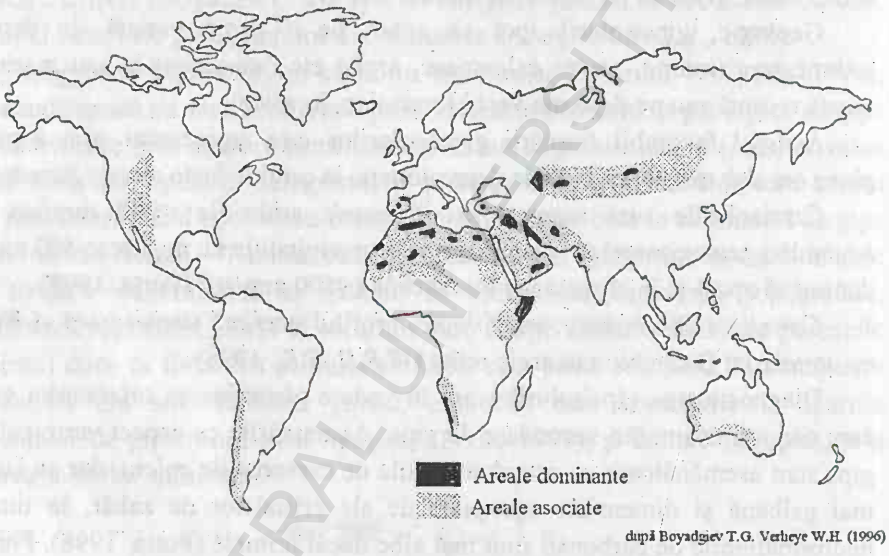



**Figura 7.15.** Distribuția gipsisolurilor pe Glob

În Europa gipsisolurile au extindere redusă, fiind menționate cele din valea râului Ebru (1,9 mil. ha) și din provincia spaniolă Zaragoza (575.000 ha) (Machín, Navas, 1998).

*Utilizare și management*: dacă conținutul în gips este redus, atunci gipsisolurile sunt utilizate pentru producerea de recolte prin aplicarea irigațiilor.

Bumbacul și grâul se cultivă pe gipsisoluri puțin profunde în valea râului Eufrat, iar orzul se cultivă în nordul Siriei în sistemul de rotație a culturilor.

Aplicarea irigațiilor pe gipsisolurile din nord-estul Egiptului (între Canalul Suez și Delta Nilului) a dus la disoluția rapidă a gipsului și la apariția fenomenului de subsidență, iar în pereții canalelor de drenaj s-au format cavități (Goossen, Van Ranst, 1998).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### *7.8.2. Durisolurile*

*Pedogeneza*: sunt soluri cu textură grosieră asociate condițiilor climatice aride și semiaride, care prezintă un orizont indurizat în cadrul profilului.

*Caractere diagnostice*: orizontul indurizat poate fi continuu, caz în care este denumit *duripan*, sau poate fi discontinuu, când indurizarea se face prin noduli de silice secundară (*durinod, cf.* Soil Survey Staff, 1996). În general, durisolurile au textură nisipoasă și, în urma formării orizontului indurizat, deasupra acestuia are loc creșterea conținutului de săruri.

Morfologia profilului este : ***A-C*** sau ***A-B-C***.

*Distribuție geografică*: durisolurile au răspândire relativ redusă; în emisfera nordică se găsesc numai în partea central-vestică a SUA, iar în emisfera sudică arealele cele mai importante apar în partea vestică a Australiei și, în asociație cu alte soluri, în teritoriile centrale și nordice.

*Utilizare și management*: durisolurile din regiunile semiaride sunt utilizate pentru pășunatul extensiv.

Durisolurile prezintă proprietăți defavorabile pentru vegetație, direct, prin diminuarea capacității de înrădăcinare, și indirect, prin reducerea capacității de apă în câmp. Degradarea vegetației atrage distrugerea solului.

### *7.8.3. Calcisolurile*

*Pedogeneza*: calcisolurile se formează pe materiale parentale calcice, în condițiile unui climat arid sau semiarid, sub o vegetație naturală xerofitică de tip schrub sau ierboasă.

*Caractere diagnostice*: calcisolurile se caracterizează prin acumularea carbonaților în profilul de sol, având ca rezultat formarea orizontului calcic[47]. Cele mai multe calcisoluri au o textură medie spre fină. Prin cimentarea carbonaților se realizează o barieră dincolo de care rădăcinile plantelor pătrund cu greu.

În stepele algeriene, solurile caracterizate prin prezența crustelor calcaroase sunt specifice sectoarelor de relief unde circulația laterală a soluțiilor este superficială, preponderent în zonele cu precipitații <400 mm, sub o vegetație stepică și, foarte rar, sub o vegetație forestieră (Pouget, 1980-1981). În condițiile unui climat arid sau semiarid, în interiorul profilului predominante sunt acumulările continue de carbonați (Djili *et al.*, 1999).

---

[47] Orizontul calcic prezintă neoformațiunile specifice (concrețiuni, pseudomicelii), dar poate fi cimentat prin carbonați.

BUJIAN CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Chimic, calcisolurile au capacitate de schimb cationic ridicată, iar pH-ul este slab alcalin.

Morfologia profilului este ***A-B-C***, când se formează un orizontul B cambic, sau devine ***A-B(t)-C***, când solul moştenește un orizont Bt, format în alte condiții climatice.

*Distribuție geografică*: calcisolurile ocupă aproximativ 800 mil. ha, fiind specifice climatelor semiaride şi mediteraneene. Cea mai mare parte a calcisolurilor se găseşte în emisfera nordică, respectiv în nordul Africii, în Asia de sud-vest (Peninsula Arabică) şi de est. În emisfera sudică arealul cel mai compact se găseşte în partea central-sudică a Australiei.

*Utilizare şi management*: utilizarea calcisolurilor este foarte diferită, de la terenurile acoperite cu vegetație naturală până la cele cultivate, dar susținute prin irigații.

Managementul calcisolurilor ridică numeroase probleme pentru menținerea caracteristicilor fizice şi chimice. Când textura solului este predominant prăfoasă, la suprafața solului se poate forma o crustă, iar prin cimentarea carbonaților în interiorul acestora, rezultă orizonturi cimentate.

Concentrația ridicată în calciu din soluția solului nu este întotdeauna favorabilă plantelor de cultură, având ca efect diminuarea asimilării unor micronutrienți (Fe şi Zn). Cel mai adesea calitatea apei de irigație este elementul cel mai important pentru utilizarea calcisolurilor. Când apa de irigație conține săruri uşor solubile acestea se acumulează în profil, conducând la destructurare şi diminuarea permeabilității.

## 7.9. SOLURI CU ORIZONT DE SUBSUPRAFAȚĂ ÎMBOGĂȚIT ÎN ARGILĂ

Solurile formate prin eluvierea argilei pe profil includ: solurile albeluvice cu tranziție glosică (*Albeluvisolurile*); soluri cu grad scăzut de saturare în baze dar cu argile cu activitate ridicată (*Alisolurile*); soluri cu grad scăzut de saturare în baze dar cu argile cu activitate scăzută (*Acrisolurile*); soluri cu grad ridicat de saturare în baze şi cu argile cu activitate ridicată (*Luvisolurile*) şi soluri cu grad ridicat de saturare în baze şi cu argile cu activitate scăzută (*Lixisolurile*).

### *7.9.1. Albeluvisolurile*

*Pedogeneza*: formarea albeluvisolurilor este condiționată de alterarea mineralelor şi de condițiile climatice. Un rol important revine precipitațiilor, care odată ajunse în sol antrenează particule coloidale de argilă, diferențiind profilul în orizonturi eluviale la partea superioară, urmate de un orizont iluvial.

Saturarea părții superioare a solului în apă meteorică și instalarea condițiilor reducătoare (primăvara) pentru compușii fierului determină decolorarea (înălbirea) orizontului E.

În zona de oxidare poate avea loc acumularea oxizilor de fier și mangan ca neoformațiuni specifice (pete și concrețiuni). Prin urmare, procesele de eluviere sunt asociate în partea superioară a profilului cu procesele stagnice.

Albeluvisolurile se formează pe materiale parentale neconsolidate de origine glaciară (glacio-lacustre), fluvială sau eoliană.

*Caractere diagnostice*: (lat. *albus*=alb, *eluere*=a spăla) albeluvisolurile prezintă un orizont de culoare deschisă la partea superioară (eluvial), urmat de un orizont argic.

Morfologia profilului este ***A-E-Bt-C***, dar întrucât albeluvisolurile apar în zona vegetației forestiere, partea superioară a orizontului bioacumulativ de tip ocric suportă un orizont de litieră.

*Distribuție geografică*: albeluvisolurile sunt prezente numai în emisfera nordică sub forma unei benzi care marchează influența glaciației cuaternare (fig. 7.16). Acestea se extind sub forma unei fâșii din nord-estul Europei (Polonia) către est, spre Asia central-nordică (Siberia). În America de Nord acestea ocupă un areal restrâns în zona Marilor Lacuri. Vegetația sub care se formează albeluvisolurile corespunde pădurii de conifere (taigaua boreală) și amestecului de conifere cu foioase.

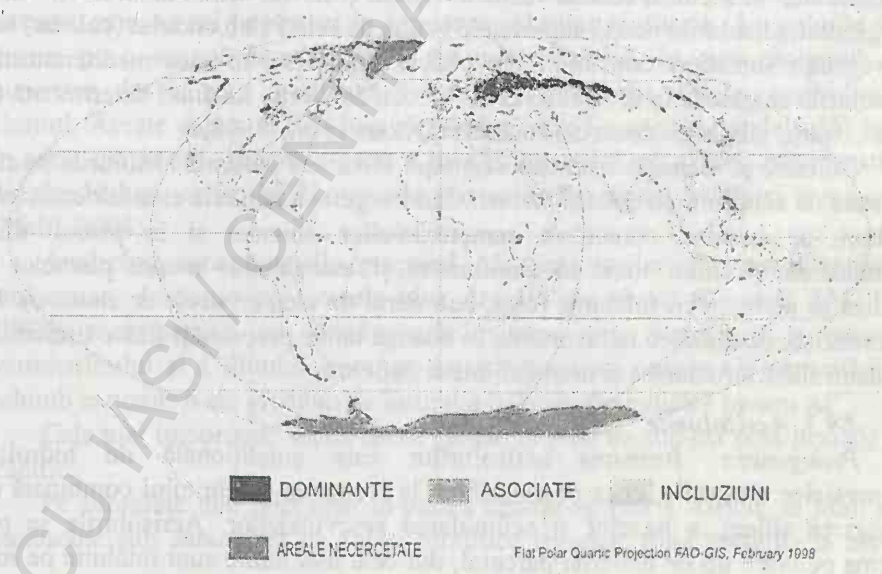



**Figura 7.16.** Distribuția albeluvisolurilor pe Glob

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Utilizare şi management*: suprafeţe importante de albeluvisoluri din partea central-nordică a Asiei rămân în domeniul vegetaţiei de conifere, în timp ce în zona europeană, vegetaţia forestieră este înlocuită prin culturi. Utilizarea în domeniul agricol a solurilor implică corectarea caracteristicilor chimice (aciditatea şi deficitul de nutrienţi) şi a proprietăţilor fizice (exces temporar de apă).

### *7.9.2. Alisolurile*

*Pedogeneza*: alisolurile se formează prin procese intense de alterare a materialului parental contribuind la formarea argilelor caolinitice, caz în care solul va conţine o pondere redusă de minerale primare alterabile. Condiţiile climatice care determină alterarea sunt reprezentate prin climate tropicale, subtropicale şi mediteraneene. Alisolurile sunt asociate adesea cu materialele parentale acide.

*Caractere diagnostice*: (lat. *alumen*=aluminiu) în aceste condiţii se formează un orizont de acumulare a argilei (Bt) foarte acid (pH≤4), având capacitate redusă de schimb cationic, dar ridicată pentru aluminiu (>60% din T).

Profilul de sol prezintă succesiunea orizonturilor: ***A-Bt-C***.

*Distribuţie geografică*: alisolurile ocupă suprafeţe importante în Asia de sud-est, inclusiv în insulele pacifice, în partea central-nordică a Americii de Sud şi Centrale, în sectorul central-vestic al Africii şi în sud-estul Americii de Nord. În general, alisolurile ocupă suprafeţele vechi, pe relief slab ondulat (colinar) sub o vegetaţie forestieră constituită din păduri luminoase. În zona mediteraneană, alisolurile se găsesc la nivelul teraselor vechi, formarea lor fiind determinată de alte condiţii climatice decât cele actuale (Dekers *et al.*, 1998).

*Utilizare şi management*: sub vegetaţia forestieră naturală alisolurile se află în stare de echilibru cu ceilalţi factori. Când vegetaţia naturală este înlocuită prin culturi, se impune corectarea caracteristicilor chimice şi în primul rând diminuarea efectului toxic al aluminiului şi manganului asupra plantelor şi utilizarea unor specii tolerante (ceai, palmierul de ulei, arborele de cauciuc). La caracteristicile chimice nefavorabile se adaugă unele proprietăţi fizice limitative, precum slaba structurare şi drenajul intern deficitar.

### *7.9.3. Acrisolurile*

*Pedogeneza:* formarea acrisolurilor este condiţionată de hidroliza mineralelor alterabile, ceea ce contribuie la formarea caolinitului combinată cu levigarea silicei, a bazelor şi acumularea sescvioxizilor. Acrisolurile se pot forma pe orice tip de material parental, dar cele mai multe sunt întâlnite pe roci

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

bogate în siliciu. Formele de relief favorabile acestui tip de pedogeneză sunt cele vechi şi stabile de tip colinar.

Climatele favorabile pedogenezei acrisolurilor corespund celor tropical-musonice, subtropicale şi temperate calde (Dekers *et al.*, 1998).

Formarea plintitului este rezultatul fluctuaţiei sezoniere a freaticului (Buol *et al.*, 1989).

*Caractere diagnostice*: (lat. *acris*=acid) morfologic se remarcă prezenţa orizontului B argic, având culori galbene sau roşii.

Conceptul central al unui acrisol este: ***A-E-Bt-C***.

Hidrologic, profilul prezintă diferenţieri prin slaba circulaţie a apei la nivelul orizontului argic, ceea ce permite asocierea proprietăţilor gleice. În arealele cu altitudini reduse, ca şi în cazul precedent, acrisolurile pot avea un orizont indurizat cunoscut sub denumirea de plintit.

Chimic, acrisolurile au gradul de saturaţie în baze scăzut (<50%) şi capacitate de schimb cationică mică.

*Distribuţie geografică*: suprafaţa ocupată de acrisoluri este de aproximativ 1.000 mil. ha, fiind solurile cu cea mai mare extindere din climatele umede şi musonice (*FAO*, 1991).

Acestea deţin suprafeţe importante în centrul şi nordul Americii de Sud, în sud-estul Americii de Nord. Întrucât teritoriul Braziliei este situat în cea mai mare parte în zona intertropicală, solurile s-au format pe depozite puternic alterate, care au rol important în formarea solurilor profunde. Acrisolurile s-au format pe o scoarţă de alterare de tip mixt, sialitică, în care caolinitul este majoritar, dar la care se adaugă în proporţii mai mici illitul, vermiculitul şi cloritul. Aceste depozite sunt larg răspândite între Ecuator şi paralela 35° lat S. În acest spaţiu cea mai mare parte a învelişului pedologic (80%) este constituit din feralsoluri, acrisoluri (*Latossolo*, Sistemul Brazilian, 1999) şi arenosoluri (Melfi, 2004).

Analizând caracteristicile grupului Ali-Acrisolurilor din vestul bazinului amazonian, respectiv pe terasele bine drenate ale râului Caquetá, J.M. Lips (1996) menţionează pe lângă caolinit, care este dominant, şi prezenţa vermiculitului şi a illitului, ceea ce determină valori reduse ale capacităţii de schimb cationic şi ale gradului de saturaţie în baze, dar ridicate pentru $Al^{3+}$.

Cele mai importante suprafeţe se găsesc în Asia de sud-est şi în insulele din Pacific.

Pe suprafeţe mai mici apar în partea central-vestică a Africii. În Mali sunt cunoscute sub denumirea de soluri feralitice levigate, fiind întâlnite la nivelul

unor platouri (Mandingue, Koutiala, Haut Bani-Niger) în condițiile precipitațiilor de 900-1.300 mm/an (Keita, 2002).

*Utilizare și management*: acrisolurile, în special cele din Asia, se găsesc în zone cu densitate ridicată a populației care dispun de resurse tehnologice limitate, ceea ce face ca majoritatea terenurilor să asigure subzistența familiei.

Chimic, acrisolurile sunt sărace în elemente nutritive, manifestându-se adesea efectul de toxicitate a aluminiului și de fixare puternică a fosforului. Aceste caracteristici implică protecția suprafeței solului (prin vegetație forestieră), utilizarea în agicultură determină degradarea solului prin eroziune.

Restricțiile pentru utilizarea resurselor de sol sunt asociate în principal cu proprietățile chimice defavorabile, exprimate prin saturație scăzută în baze, capacitate redusă de schimb al mineralelor, aciditatea și efectele de toxicitate ale aluminiului (Sys, 1981).

### *7.9.4. Luvisolurile*

*Pedogeneza*: luvisolurile se formează sub influența apei de percolație care străbate profilul de sol contribuind la diferențierea unui orizont îmbogățit în argilă (Bt). Acestea sunt caracteristice climatelor temperate mai reci dar care prezintă un sezon ceva mai uscat, pe relief slab-moderat înclinat.

*Caractere diagnostice*: (lat. *luere*=a spăla) drenajul intern este în general bun, dar compactarea orizontului Bt duce la diminuarea infiltrării apei și deci la stagnarea acesteia deasupra orizontului B argic. Capacitatea de schimb cationic este moderată spre ridicată, la fel și valoarea pH-ului, ceea ce indică un grad de saturație în baze ridicat.

Profilul luvisolurilor prezintă succesiunea orizonturilor: *A-Bt-C*.

*Distribuție geografică*: luvisolurile au extindere teritorială largă cu o concentrare evidentă în Europa estică și centrală, dar cu o prelungire estică spre Asia (fig. 7.17). Pe continentul nord-american luvisolurile sunt mai dispersate, evidențiindu-se un areal mai compact, la nord de paralela de 45°, și al doilea, sub forma unei fâșii care include sudul Canadei și nordul SUA.

În America de Sud, luvisolurile (Luvissolo, *Clasificarea Braziliană*, 1999) sunt întâlnite în partea de nord-est a țării în condițiile unui climat cald, dar ușor mai arid (Melfi, 2004).

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

*Utilizare şi management*: luvisolurile se găsesc în zonele în care apare şi o concentrare ridicată a populaţiei, prin urmare acestea sunt utilizate în agricultură (culturi cerealiere). În climatele mediteraneene, luvisolurile sunt utilizate în viticultură şi horticultură pe versanţii cu declivităţi reduse, iar cei cu pante accentuate pot fi utilizaţi pentru păşunatul extensiv sau sunt acoperiţi cu vegetaţie forestieră. Îmbunătăţirea drenajului şi aportul de fertilizanţi asigură obţinerea de recolte bune.

### *7.9.5. Lixisolurile*

*Pedogeneza*: lixisolurile s-au format în alte climate (mai umede) decât cele în care se găsesc în prezent. Lixisolurile se formează pe materiale parentale cu un conţinut de minerale alterabile de la moderat la mare. Condiţiile climatice de formare a lixisolurilor corespund climatelor tropicale, subtropicale şi celor temperate calde cu un sezon uscat (secetos).

*Caractere diagnostice*: (lat. *lixivia*=a îndepărta substanţe în afara profilului) alterarea mineralelor este foarte intensă, unii componenţi ai solului sunt translocaţi descendent, determinând formarea orizontului Bt.

Morfologia profilului este: ***A-Bt-C***.

În perioada secetoasă orizontul eluvial devine dur, iar solurile se caracterizează prin conţinut redus în materie organică. La partea superioară există materiale transportate eolian, ceea ce face ca lixisolurile să aibă gradul de

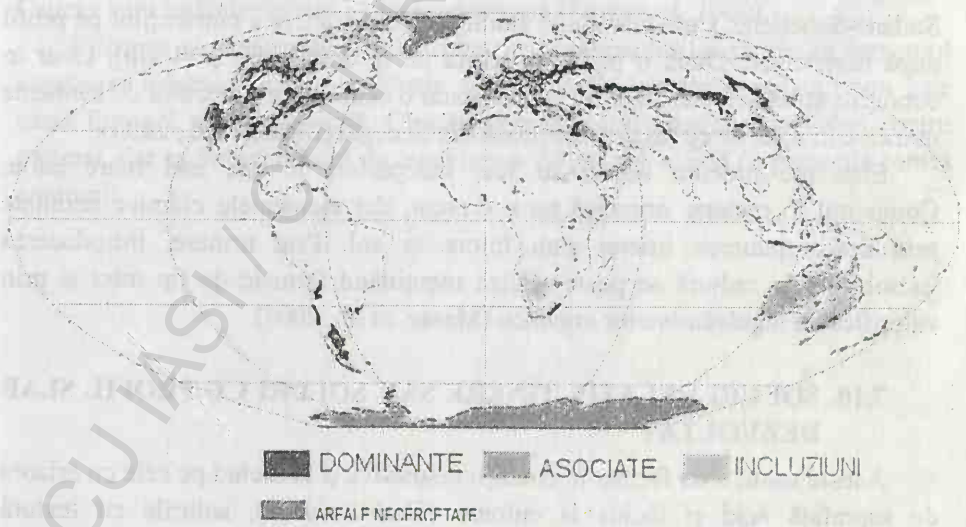



**Figura 7.17.** Distribuţia luvisolurilor pe Glob

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

saturație în baze ridicat și structură bună. Se pare că un rol important revine și faunei, care deplasează materialul din subsolul bogat în minerale alterabile spre suprafață, contribuind la îmbogățirea în minerale alterabile.

*Distribuție geografică*: lixisolurile ocupă aproximativ 435 mil. ha; cele mai importante suprafețe apar în Africa de Est și de Vest, în Asia sunt frecvente în partea central-estică a Indiei, în America de Sud sunt mai frecvente în Brazilia, iar spre nord se formează și în America Centrală.

În vestul Africii, în funcție de relief și vegetație, lixisolurile se caracterizează prin ușoare diferențieri. Astfel, în Senegal, în condițiile climatului tropical subumed, cu precipitații distribuite predominant în intervalul mai-octombrie (pp 960 mm, dar pot urca până la 1.100 mm) se formează lixisoluri ferice pe platouri, iar la nivelul glacisurilor sunt dominante lixisolurile haplice (Manlay, 2000).

*Utilizare și management*: înlocuirea vegetației naturale atrage modificări ale caracteristicilor chimice și fizice. Lixisolurile pot fi utilizate în condiții bune pentru pășunatul extensiv și în domeniul forestier. În sistem agricol se recomandă cultivarea plantelor perene. Pătrunderea rădăcinilor în sol se realizează în condiții bune, totuși există posibilitatea formării orizontului feric care limitează penetrarea acestora în profunzime.

După desțelenire, s-a urmărit evoluția conținutului în materie organică și variația elementelor nutritive în două situri corespunzătoare lixisolurilor zonei Sudano-Saheliene. Cele mai multe studii indică o scădere a nutrienților pe profil după desțelenire. După o perioadă scurtă de la desțelenire (1-4 ani), chiar în condițiile cultivării terenului nu s-a constatat o echilibrare a stocului de elemente nutritive în solurile cu textură nisipoasă din Senegal (Masse *et al.*, 2004).

Elemente precum azotul au fost îndepărtate în cea mai mare parte. Conținutul în materie organică nu a crescut, dar elementele chimice rezultate prin descompunerea litierei s-au întors în sol. Prin urmare, introducerea lixisolurilor în cultură se poate realiza menținând fermele de tip mixt și prin valorificarea îngrășămintelor organice (Masse *et al.*, 2004).

## 7.10. SOLURI RELATIV TINERE SAU SOLURI CU PROFIL SLAB DEZVOLTAT

Aceste soluri s-au format în condiții restrictive și le includ pe cele cu orizont de suprafață acid și închis la culoare (*Umbrisolurile*), solurile cu textură

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

nisipoasă (*Arenosolurile*), solurile cu profil moderat dezvoltat (*Cambisolurile*) şi solurile care au un profil foarte slab dezvoltat (*Regosolurile*).

### *7.10.1. Umbrisolurile*

*Pedogeneza*: umbrisolurile se formează pe materiale parentale formate din rocă dură sau pe produse rezultate din dezagregarea acestora, dar sărace în elemente chimice. Acestea sunt specifice climatelor montane cu precipitaţii suficiente, cu temperaturi mai coborâte şi cu vegetaţie acidă care implică şi activitate biologică slabă.

*Caractere diagnostice*: prezenţa orizontului **Au** (A umbric) sau **Ah** (A histic) de culoare neagră, bine structurat, grad de saturare în baze redus, pH acid, conţinut ridicat de carbon organic. Grosimea solului în zona montană este redusă.

*Distribuţie geografică*: umbrisolurile se găsesc în climate reci şi umede din zonele montane şi ocupă aproximativ 100 mil. ha (fig. 7.18). Prin urmare, cele mai importante areale cu umbrisoluri apar în lungul Cordilierei andine, în Europa ocupă partea de nord-vest (în NV Portugaliei şi Spaniei, în insulele britanice) şi o parte a zonei montane, iar pe continentul asiatic sunt predominante în Himalaya; în insulele pacifice se găsesc în zona înaltă din Sumatra şi Irian, dar şi în estul Australiei. În Rusia sunt întâlnite în etajul subalpin cu păduri rărite, în partea centrală şi sudică a Uralilor, în Altai, iar în Caucaz sunt întâlnite numai pe roci calcaroase (Stolbovoi, 2000).

*Utilizare şi management*: o mare parte a umbrisolurilor rămân în domeniul vegetaţiei naturale; totuşi, vegetaţia forestieră din zonele populate, cum este cazul Europei, a fost defrişată. Climatul permite utilizarea acestor soluri pentru păşunat, dar se impun măsuri de corectare a valorii pH-ului şi de protecţie contra eroziunii.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### *7.10.2. Arenosolurile*

*Pedogeneza*: arenosolurile sunt soluri formate pe nisipuri, în climate variate.

În climatele aride, temperatura la suprafața solului este ridicată (aproximativ 70°C), perioada de uscăciune a solului este mare, mai ales iarna, precipitațiile sunt reduse și nu percolează profilul, iar eroziunea eoliană este dominantă. Acest mediu implică o alterare chimică foarte redusă, vegetație rară care produce o cantitate infimă de humus (<0,2%) (Kadry, 1979).

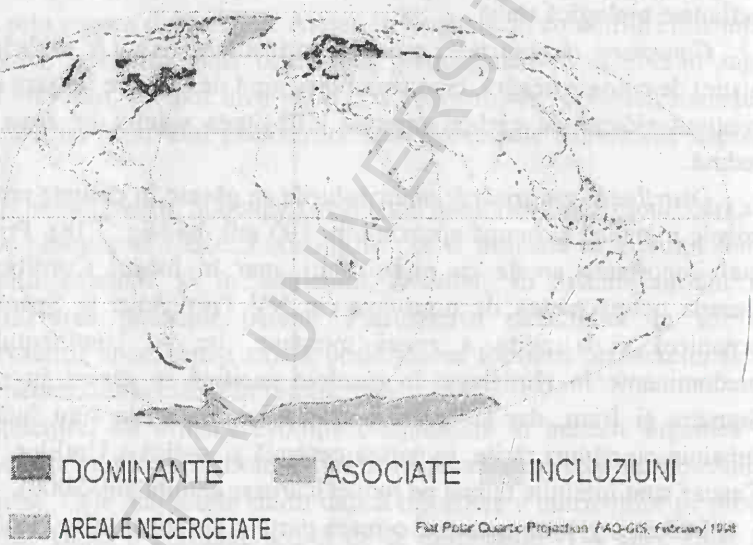



**Figura 7.18.** Distribuția umbrisolurilor pe Glob

Profilul de sol, puțin profund, are în partea inferioară un orizont permanent uscat, denumit *orizontul mort*, situat în apropierea suprafeței, în timp ce în zonele semiaride acesta poate să apară la 1,5-2m.

Pedogeneza nu permite individualizarea orizonturilor; excepție fac solurile vechi care pot avea un orizont B, dar care s-au format în perioadele pluviale din Pleistocen și care pot fi recunoscute printr-o slabă dezvoltare a structurii (Kadry, 1979).

*Caractere diagnostice*: (lat. *arena*=nisip) principala proprietate morfologică este textura nisipoasă, care determină lipsa structurii sau o structurare foarte slabă în orizontul de suprafață. Datorită texturii nisipoase, arenosolurile nu prezintă proprietăți precum adezivitate și plasticitate în stare uscată. Textura

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

nisipoasă are ca rezultat o porozitate bună, care este responsabilă de buna aerare a solului, drenaj rapid şi capacitate redusă a apei în câmp (Massaud, 1979).

Caracteristicile chimice sunt în general defavorabile, exprimate prin valori reduse ale capacităţii de schimb, iar pH-ul şi gradul de saturaţie în baze sunt dependente de ceilalţi factori pedogenetici.

*Distribuţie geografică*: cea mai mare parte din arenosoluri sunt întâlnite în zonele tropicale şi subtropicale şi provin din alterarea rocilor bogate în cuarţ, în timp ce în zonele de coastă, arenosolurile apar în condiţii climatice diferite, pe depozite recente, formate sub acţiunea apelor şi vântului (*W.R.B.-S.R.*, 1998).

Arenosolurile se numără printre solurile cu cea mai mare extindere teritorială pe Glob (aproximativ 900 mil. ha, *FAO*, 1991). Cele mai mari suprafeţe sunt întâlnite pe continentul african, cu două concentrări: una în Sahel şi cealaltă în Kalahari. În Egipt arenosolurile sunt extinse în zona platourilor (deşertul Nubiei), a văii şi Deltei Nilului (Kadry, 1979).

Peninsula Arabică este în mare parte ocupată de nisipuri care se extind către est în Iran şi Pakistan. În Iran arenosolurile ocupă parţial platourile şi văile sistemul muntos Zagros şi Elburs şi zona litorală a Mării Caspice. În Pakistan arenosolurile sunt specifice părţii de nord şi de vest, ocupând forme de relief variate, de la câmpii piemontane la terase vechi, iar în sudul ţării sunt frecvente în Deşertul Thar (Kadry, 1979).

Partea centrală şi vestică a Australiei este dominată de deşerturi nisipoase. În America de Sud arenosolurile apar în climatele semi-umede (Brazilia).

În zonele aride morfologia profilului este simplă, prezentând succesiunea orizonturilor *A-C*, diagnostic fiind orizontul Ao. În zonele cu precipitaţii mai ridicate apare un orizont intermediar E (*A-E-C*), consecinţă a pedogenezei mai avansate.

*Utilizare şi management*: utilizarea arenosolurilor este diferenţiată în funcţie de caracteristicile climatice. În zonele cu precipitaţii reduse susţin păşunatul extensiv, în regiunile semiaride se practică agricultura extensivă, în zonele temperate arenosolurile sunt utilizate în horticultură, dar şi în sistemul fermelor mixte, iar în climatele tropicale umede sunt întâlnite plantaţiile de ananas.

Arenosolurile sunt extrem de vulnerabile la eroziunea eoliană. Întrucât infiltraţia este foarte rapidă, dozajul nutrienţilor şi al normelor de irigare trebuie făcut cu atenţie. Arenosolurile care au şi argilă (până la 8-15%) în compoziţia granulometrică prezintă riscul compactării.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru îmbunătățirea caracteristicilor fizice şi chimice ale solurilor cu textură nisipoasă în vederea utilizării în agricultură s-au experimentat diverse procedee. Aplicarea îngrăşămintelor organice este una din practicile cele mai folosite, dar are ca efect dezvoltarea preferențială a rădăcinilor la partea superioară a profilului şi mai puțin în adâncime. Favorizarea pătrunderii rădăcinilor spre orizonturile inferioare se face prin introducerea îngrăşămintelor organice şi a compostului bogat în substanțe coloidale în orizonturile profunde (Massoud, 1979). Pentru protecția suprafețelor afectate de deflație se folosesc o serie de produse artificiale prin pulverizare, printre care amintim: latexuri şi răşini sintetice, emulsii bituminoase, uleiuri crude ş.a.

Pentru utilizarea arenosolurilor în practica agricolă L.T. Kadri şi A. Arar (1979) propun câteva măsuri, dintre care menționăm:

– protecția solului împotriva eroziunii eoliene;

– ameliorarea structurii solului şi în special a capacității de câmp în corelație cu utilizarea unei agrotehnici adecvate care să sprijine plantele de cultură adaptate condițiilor de mediu;

– găsirea unor soluții optime de irigare care să nu perturbe bilanțul hidric sau să ducă la salinizarea solului.

### *7.10.3. Cambisolurile*

*Pedogeneza*: cambisolurile se pot forma în condiții climatice diverse, pe diferite forme de relief, prin alterarea slabă sau moderată a materialului parental.

*Caractere diagnostice*: prin procese pedogenetice se formează orizontul B cambic caracterizat prin structură proprie, culoare mai roşie decât a materialului parental, fără să conțină argilă iluviată. Cambisolurile au textură medie pe profil, structură stabilă, porozitate bună şi drenaj intern bun.

La nivel de tip în clasa cambisolurilor (*S.R.T.S.*, 2003) au fost separate, pe baza gradului de saturație în baze, districambosolurile (<53%) şi eutricambosolurile (>53%).

Deşi cambisolurile prezintă succesiunea orizonturilor ***A-B-C***, materialul parental se caracterizează printr-o alterare slabă până la moderată.

*Distribuție geografică*: cambisolurile acoperă peste 1,5 mil. ha din zonele umede până în cele boreale (fig. 7.19). Temperaturile scăzute din zonele montane reduc viteza proceselor pedogenetice; prin urmare, cambisolurile sunt considerate soluri tinere care realizează tranziția de la solurile puțin evoluate către cele mature.

În regiunile cu climă tropicală umedă cambisolurile sunt întâlnite de la altitudini medii până la cele înalte, pe relief cu declivități medii. În climatele subtropicale uscate, cambisolurile provin din eroziunea altor soluri (luvisoluri şi

kastanozemuri). În zona temperată, cambisolurile au cea mai mare răspândire, fiind întâlnite pe depozite diverse (aluviale, eoliene).

În România districambosolurile prevalează în spațiul montan, dominând în Carpații Meridionali (50% din suprafața totală), urmați de Orientali și depresiunile interne pe materiale parentale rezultate din alterarea rocilor acide (gresia de Kliwa, Tarcău, Fusaru etc.), la care se adaugă în proporție mai mică Podișul Mehedinți, Depresiunea Făgărașului, Gruiurile Argeșului (Bălăceanu *et al.*, 2002).

*Utilizare și management*: cambisolurile au proprietăți fizice și chimice bune, ceea ce face ca acestea să fie utilizate intens în agricultură.

Randamentul cel mai bun în cazul districambosolurilor este dat de pajiștile naturale, în depresiuni numărul culturilor este limitat (cartof, trifoi) iar pomicultura este restricționată, dar datorită altor factori (clima și relieful) (Bălăceanu *et al.*, 2002).

Limitările utilizării cambisolurilor sunt determinate de relief, prin pantă, sau de prezența unei cantități ridicate de schelet în profil.

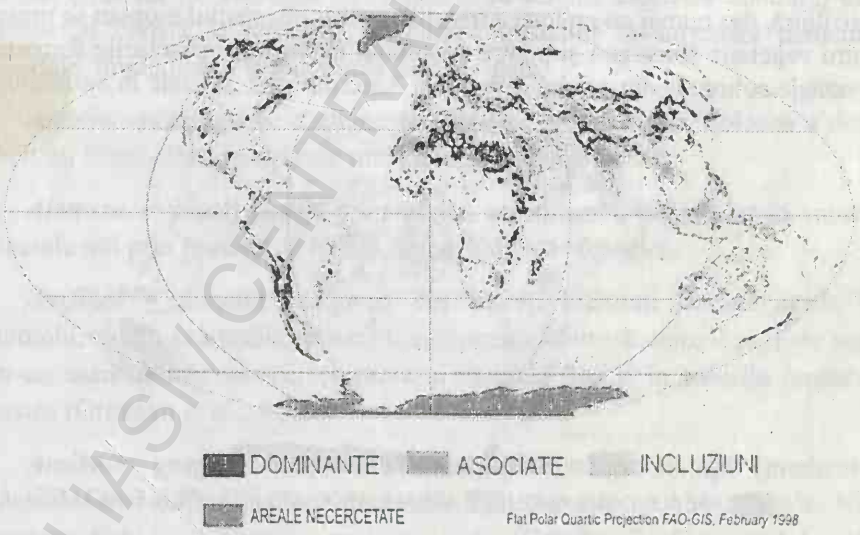



**Figura 7.19.** Distribuția cambisolurilor pe Glob

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### *7.10.4. Regosolurile*

*Pedogeneza*: regosolul reprezintă un stadiu incipient al pedogenezei, rolul principal revenind eroziunii care reduce considerabil grosimea profilului, expunând adesea acțiunii agenților exogeni materiale parentale neconsolidate sau orizonturi intermediare ale profilului de sol. Pedogeneza poate fi întârziată datorită unor condiții care țin de factorul climatic (climate deșertice, boreale) la care se adaugă eroziunea eoliană.

*Caractere diagnostice*: cele mai multe din proprietățile regosolurilor sunt legate de caracteristicile materialului parental. Astfel, gradul de saturare în baze este variabil de la soluri slab la puternic saturate, pH-ul se înscrie într-un interval larg, conținutul de materie organică este redus, mai ales în climatele calde și uscate.

Întrucât regosolurile sunt soluri tinere, morfologia profilului este dată de succesiunea orizonturilor *A-C*.

*Distribuție geografică*: regosolurile acoperă o suprafață de 260 mil. ha, cu o distribuție geografică foarte diversă, acestea acoperind 4% din suprafața uscatului (fig. 7.20). Totuși, cele mai multe apar în regiunile aride (170 mil. ha), urmate de regosolurile din regiunile tropicale și apoi de cele din zonele montane.

*Utilizare și management*: utilizarea regosolurilor este determinată de condițiile de mediu. Astfel, regosolurile din zonele de stepă pot fi utilizate în agricultură, dar numai cu aplicarea irigațiilor; cele din spațiul montan se pretează pentru vegetația forestieră și pentru pășunatul extensiv; regosolurile formate pe depozitele coluviale din nordul Europei și Americii sunt utilizate în agricultură.

**Figura 7.20.** Distribuția regosolurilor pe Glob

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# GLOSAR DE TERMENI

***Allofane*** = aluminosilicaţi amorfi hidrataţi, având probabil cea mai mare parte a siliciului în coordonate tetraedrice iar cationii metalici în octoedri. Allofanele apar sub forma unor particule foarte mici, sferice, în special în solurile formate pe cenuşă vulcanică şi în podzolurile rezultate prin alterarea ranitelor, în climate reci şi umede (Canarache *et al.*, 2005).

***Chelat*** = component organo-metalic în care metalul devine parte a structurii organice. Materia organică a solului formează structuri chelatice cu anumite metale, în special cu cele de tranziţie (Canarache *et al.*, 2005).

***Adsorbţie*** = fenomen fizic constând din fixarea reversibilă a particulelor cu sarcină electrică pe suprafaţa elementelor cu sarcină electrică contrară; în sol fenomenul constă în reţinerea temporară a ionilor la suprafaţa particulelor coloidale, împiedicând îndepărtarea prin levigare.

***Alcalino-pământoase*** = elemente metalice bivalente din coloana a doua a tabelului Mendeleev; în sol cele mai comune sunt Ca şi Mn.

***Alterare*** = transformarea mineralelor constituente ale rocilor în substanţe minerale noi prin procese de natură fizică, chimică biologică.

***Amfibol*** = mineral constituit din silicaţi hidrataţi de magneziu, fier, aluminiu, calciu sau sodiu; silicat cu compoziţie chimică complexă. Este comun într-un mare număr de roci eruptive şi metamorfice şi în solurile formate pe acestea (Grozavu *et al.*, 2005).

***Amibe*** = grup de rizopode unicelulare ce trăiesc în apă (predominant dulcicole, mai puţine marine), iar unele sunt parazite pe alte animale. Nu au structură fixă şi se reproduc prin diviziune (Crăciun T., Crăciun L.L., 1989, Grozavu *et al.*, 2005).

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

***Amorfe*** = materiale coloidale care includ allofane şi care păstrează cea mai mare parte a proprietăților allofanelor, fiind dominante în complexul de schimb. Acestea au difracție redusă la raze X; *humus amorf* – materie organică descompusă în stare coloidală (Canarache *et al.*, 2006).

***Argile*** = substanțe minerale, cristalizate în măsură mai mare sau mai mică, formate din filosilicați hidratați de aluminiu, având proprietăți coloidale şi diferențiate prin natura şi distanța interfolială a moleculelor constituente ale siliciului şi aluminiului; în pedologie se face referire la fracțiunea granulometrică cu dimensiuni mai mici de 0,002 mm (2μ), în conformitate cu clasificarea Atterberg.

***Automulcire*** = fenomen de formare la suprafața solului a unui strat de elemente structurale de mici dimensiuni prin alternanța unor procese (umezire-uscare, gonflare-contracție, îngheț-dezgheț) (Lupaşcu *et al.*, 1998).

***Capilaritate*** = grup de procese fizice legate de forțele de tensiune în suprafață care se formează în zona de contact a lichidului cu pereții tuburilor capilare (Canarache *et al.*, 2005).

***Catenă*** = succesiune de soluri diferențiate în lungul unui versant, dar formate pe acelaşi material parental (sin. *toposecvență*).

***Ciliate*** = oganisme unicelulare cu corpul înconjurat de cili care servesc la locomoție şi la capturarea hranei (Grozavu *et al.*, 2005).

***Coloizi*** = substanțe minerale sau organice de mici dimensiuni caracterizate prin suprafață mare de contact în raport cu volumul lor şi sarcină electrică specifică, proprietăți care le permit să adsoarbă ioni, prezentând instabilitate determinată de caracteristicile chimice ale solului.

***Diplopode*** = clasă de artropode ai cărei indivizi au câte două picioare pe fiecare segment al corpului (Crăciun, T., Crăciun, L.L., 1989).

***Dispersie*** = stare prin care substanțele coloidale sub formă de particule fine se distribuie într-un lichid, aflându-se sub formă pseudo-solubilă (peptizare).

***Flagelate*** = organisme unicelulare, microscopice, care utilizează pentru locomoție cilii sau flagelii.

BCU ASTRA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Floculare*** = fenomen reversibil prin care particulele coloidale aderă formând agregate.

***Gasteropode*** = clasă de moluşte având corpul acoperit de o cochilie calcaroasă (Crăciun, T., Crăciun, L.L., 1989).

***Ion*** = atom sau grup de atomi sau compuşi cu sarcină electrică.

***Levigare*** = deplasare pe profilul solului sau în afara lui, prin intermediul apei de infiltraţie, a unor constituenţi ai solului (Lupaşcu *et al.*, 1998).

***Litieră*** = reziduu vegetal mai mult sau mai puţin alterat situat la suprafaţa solului neprelucrat agricol, specific solurilor situate sub vegetaţie forestieră şi care contribuie la formarea orizontului organic (O).

***Material sulfidic*** = material mineral sau organic conţinând compuşi ai sulfului oxidabili, frecvent pirită ($FeS_2$) şi având pH ≥ 4, dar care prin drenare devine extrem de acid.

***Material sulfuric*** = material de sol cu pH<4 în perioada uscată a anului, rezultat prin oxidarea materialului sulfidic.

***Mineralizare*** = trecerea unor substanţe organice din sol în substanţe minerale sub acţiunea microorganismelor.

***Montmorillonit*** = filosilicat aparţinând grupului smectitelor. În sol se caracterizează prin fracţiunea argiloasă şi prin comportamentul diferit la umezire-uscare (gonflare-contracţie).

***Percolare*** = mişcarea verticală descendentă a apei în sol.

***Saprofite*** = despre plante (ciuperci) care îşi extrag hrana din substanţe organice în descompunere (Grozavu *et al.*, 2005).

***Sescvioxizi*** = termen general pentru oxizii şi hidroxizii de fier şi aluminiu (*Glossary of Soil Science Terms*).

***Smectit*** = grup de minerale tristratificate care includ montmorillonitul, cu comportament diferit la variaţiile de umiditate.

***Structură*** = modul de aranjare a agregatelor de sol.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***Suspensie*** = dispersiune în apă, sub forma unor particule foarte fine sau a unor produse în stare solidă (fin granulate care nu se pot dizolva) (Romanescu, 2003).

***Textură*** = proprietate a solului definită prin intermediul raportului care se stabileşte între particulele solide de diferite dimensiuni (nisip, praf şi argilă).

***Translocare*** = deplasarea materialelor în sol, în soluție sau în suspensie.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Anexa 1*

## Unități de măsură

| Unități de măsură în Sistem Internațional | Alte unități de măsură | Echivalări |
|---|---|---|
| **Presiunea** (tensiune)<br>Pascal, Pa<br>(1 Pa=1 N $m^{-2}$) | mbar<br>(mili bar) | 1 mbar=$10^2$ Pa |
| | bar<br>(bar) | 1 bar=$10^5$ Pa |
| | mmHg<br>(mm coloană de mercur) | 1 mm Hg=133,32 Pa |
| **Sucțiunea**<br>-Pa (minus Pascal) | | |
| **Temperatura** °C | grade Kelvin | 1°C=-273 K |
| | grade Fahrenheit | 1°C=5/9 (°F-32) |
| **Concentrația**<br>mg $kg^{-1}$ | ppm (părți pe milion) | 1 ppm=$10^{-3}$ g $Kg^{-1}$ |
| cmol $Kg^{-1}$<br>(centimol/Kg) | miliechivalent la 100 g<br>me/100 $g^{-1}$ | 1 me 100 $g^{-1}$=1 cmol $kg^{-1}$ valența $^{-1}$ |
| **Conținut**<br>% w/w<br>(procent din masă) | | |
| % v/v<br>(procent din volum) | | |
| **Conductivitatea electrică**<br>S $m^{-1}$<br>(siemens/m) | mmho $cm^{-1}$<br>(milimho/cm) | 1 S $m^{-1}$=10 mmho $cm^{-1}$ |

(Canarache *et al.*, 2005)

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# BIBLIOGRAFIE


1. **Abrol, I. P., Yadav, J. P. S., Massaud, F. I.,** 1988, *Salt-Affected Soil land their Management*, FAO Soils Bulletin, 39, Rome, Italy.
2. **Agriculture Canada Expert Committee on Soil Survey,** 1987, *The Canadian system of soil classification.* Publication 1646. Canadian Government Publishing Centre, Ottawa, 2nd Edition.
3. **Al Joumaa, K.,** 1993, *Le Calcaire actif des fluvisols de la plaine alluviale de l'Euphrate*, Factori şi procese pedogenetice din zona temperată, **III**, Iaşi, p. 105-114.
4. **Al Joumaa, K., Florea, N.** 1993, *Les carbonates des fluvisols de la plaine alluviale de l'Euphrate Moyen*, Factori şi procese pedogenetice din zona temperată, **III**, Iaşi, p. 93-103.
5. **Amit, R., Gerson, R., Yaloon, D. H.** (1993), *Stage and rate of the gravel shattering process by salt in desert Reg soils*, Geoderma, **57**, no 3, Elsevier p. 295-324.
6. **Androvskiy A. R., Glasko M. P., Krenke N. A., Chichagova O. A., 2004,** *Buried soils of floodplains and paleoenvironmental changes in the Holocene*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, **1**, 2004, p. 9-17.
7. **Arar, D., Guryr, M., Zida, M., Jeanroy, E., Herbillon, A. J.,** 1998, *Influence de la roche-mère et du climat sur les propriétés andiques des sols en région montagnarde tempérée (Vosges-France)*, European Journal of Soil Science, **49**, no 2, Oxford, UK, p. 269-281.
8. **Arias, M., Barral, M. T., Diaz-Fierros, F.,** 1996, *Effects of associations between humic acids and iron or aluminium on the flocculation aggregation of kaolin and quartz*, European Journal of Soil Science, **47**, no 3, Oxford, UK, p. 335-343.
9. **Arnalds, O.,** 2004, *Volcanic soils of Iceland*, Catena, **56**, Elseviere, p. 3-20.


BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

10. **Aubert, G.,** 1984, *La morphologie des sols affectes par le sel, reconnaissance et prévision – surveillace continue*, FAO Soil Bulletin, **31**, Rome, Italy.
11. **Ayres, E., Dromph1, K. M., Bardgett, R. D.,** 2006, *Do plant species encourage soil biota that specialise in the rapid decomposition of their litter?*, Soil Biology & Biochemistry **38**, p. 183–186.
12. **Baize, D.** (1995), *Les sols argileux appauvris en argile sous climat tempéré humide*, Étude et gestion des Sols, **2**, 4, p. 227-240.
13. **Baize, D., Girard, M. C.,** 1995, *Réferentiel pédologique*, INRA Editions, Partis.
14. **Ball, B. C., Campbell, D. J, Douglas, J. T., Henshall, J. K.,** 1997, *Soil structural quality, compaction and land management*, European Journal of Soil Science, **48**, no 4, Oxford, UK, p. 593-601.
15. **Barbu, N.,** 2004, *Istoricul predării cunoştinţelor despre sol la Universitatea din Iaşi*, 100 de ani de geografie la Universitatea „Al. I. Cuza" din Iaşi, Edit. Azimuth, Iaşi, 324 p.
16. **Barbu, N.,** 2006, *In memoriam. Celor care au servit ştiinţa solului în România, Nicolae Bucur (1910-1969)*, S.N.R.S.S., I.C.P.A. Bucureşti, Publicaţiile SNRSS nr. 36, 301 p.
17. **Barton, C. D., Karathanasis, A. D.,** 2002, *Encyclopedia of Soil Science*, Copyright © 2002 by Marcel Dekker, Inc.
18. **Batjes, N. H.,** 1995, *A global data set of soil pH properties*, Tehnical paper 27, International Soil Reference and Information Center (ISRIC), Wegeningen.
19. **Batjes, N. H.,** 1999, *Management options for reducing $CO_2$–concentration in the atmosphere by increasing carbon sequestration in the soil.* Report 410-200-031, Duch National Research Programme on Global Air Pollution and Climate Change & Tehnical Paper, **30**, International Soil Reference and Information Centre, Wegeningen.
20. **Băcăinţan, N., Prepeliţă, Vl., Şandor, Gh.,** 2004, *Ocurenţe ale podzolurilor în Carpaţi*, Factori şi procese pedogenetice din zona temperată, **3** serie nouă, Edit. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, p. 235-239.
21. **Bălăceanu, V., Tainã, Şt., Crăciun, C.,** 2002, *Solurile brun acide din România. Studiu monografic*, Factori şi procese pedogenetice din zona temperată, **1** serie nouă, Edit. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, p. 3-93.
22. **Beauvais, A., Roquin, C.** (1996), *Petrological differention pattern and geomorphic distribution of ferricretes in Central Africa*, Geoderma, **73**, no. 1-2, Elsevier, p. 63-82.

BCU IAŞI - UNIVERSITY LIBRARY

23. **Begu, A., Manic, Şt., Şalaru, V., Simonov, Gh.,** 2005, *Lumea vegetală a Moldovei. Ciuperci. Plante fără flori,* Edit Ştiinţa, R. Moldova, 200 p.
24. **Beinroth, F. H., Eswaran, H., Palmieri, F., Reich, P. F.** 1996 & 2003, *Properties, Classification and Management of Oxisols*, Guy D. Smith Memorial Slide Collection, Soil Survey Division USDA Natural Resources Conservation Service PO Box 2890, Washington DC 20013.
25. **Benckier, G.,** edit., 1997, *Fauna in soil ecosystems. Recycling processes, nutrinet fluxes, and agricultural production*, Marcell Dekker, New York.
26. **Bernáldez, F. G., Benayas Rey, J. M.** (1992), *Geochemical relationship between groundwater and wetland soil and their effects on vegetation in central Spain*, Geoderma, **55**, no. 1-2, Elsevier, p. 273-288.
27. **Birkeland, P. W.** 1999, *Soil and geomorphology*, Third Edition, Oxford University Press, New York, 430 p.
28. **Birkett, J. W., Jones, M. N., Bryan, N. D., Livens , F. R.,** 1997, *Computer modelling of partial specific volumes of humic substances*, European Journal of Soil Science, **48**, no 1, Oxford, UK, p. 131-137.
29. **Blaga, Gh., Rusu, I., Udrescu, S., Vasile, D.,** 1996, *Pedologie*, Ed. Didactică şi Pedagogică R.A., 296 p.
30. **Blanchard, E., Achouak, W., Barakat, M., Bellier, G., Cabidoche, Y, M.,** 30. **Hartmann, C., Heulin, T., Larré-Larrouy, C., Laurent, J. Y., Mahieu,** 31. **M., Thomas, F., Villemin, G., Watteau, F.,** 2000, *Déterminant biologiques de l'agrégation dans les vertisols des Petits Antilles*, Étude et gestion des Sols, **7**, 4, p. 309-328.
31. **Bockheim, J. G.,** 1990, *Soil development rates in the Transantarctic Mountains*, Geoderma, **4**, Elseviere, Amstedam, p. 59-77.
32. **Bockheim, J. G., Tarnocai, C.,** 1998, *Recognition of cryoturbation for classifying permafrost-affected soils*, Geoderma, **81**, no. 3-4, Elseviere, Amstedam.
33. **Bockheim, J.G., Gennadiyev, A.N.,** 2000, *The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base*, Geoderma, **95**, p. 53–72.
34. **Bonneau, M., Souchier, B.** 1994, *Constituants et propriétés du sol*, Masson, Paris, 665 p.
35. **Bornand, M., Robbez-Masson, J. M., Donnet, A., Lacaze, B.,** 1997, *Carractérization des sol et paysages de garrigues méditerranéennes*, Étude et gestion des Sols, 4, 1, p. 27-42.
36. **Botschek, J., Ferraz, J., Jahnel, M.** (1996), *Soil chemical properties of a toposequence under primary rain forest in the Itacoatiara vicinity (Amazonas, Brazil)*, Geoderma, **72**, Elsevier, p 119-132.

37. **Bou Kheir, R., Girard, M. Cl., Khawlie, M., Abadallah, K.,** 2001, *Erosion hydrique des sols dans les millieu méditerranéens: une revue bibliographique*, Étude et gestion des Sols, **8**, 4, p 231-245.
38. **Boulaine, J.** 1975, *Géographie de sols*, Presses Universitaires de France.
39. **Boulaine, J.**, 1984, *Le contrepoint et le cortege de Dokouchaev: Quelques contemporains du fondateurs de la pedologie genetique*, Pedologie, **XXXIV**, no. 1, Gent, p. 5-22.
40. **Boulaine, J.,** 1989, *Histoire des pedologues et de la science des sols*, INRA, Paris.
41. **Boulaine, J.,** 1995, *Quatre siècle de fertilization*, Première partie, Étude et Gestions des Sols, **2**, no 3, p 201-211.
42. **Boulaine, J.,** 1995, *Quatre siècle de fertilization*, Second partie, Étude et Gestions des Sols, **2**, no 3, p 219-226.
43. **Boulaine, J.,** 1997, *Histoire abrégée de la Science des Sols*, Étude et Gestions des Sols, **4**, no 2, p 141-151.
44. **Boyadgiev, T. G. Verheye W. H.** (1996), *Contribution to a utilitarian classification of gypsiferous soil*, Geoderma, **74**, no. 3-4, Elsevier, p. 321-338.
45. **Bronger, A., Winter, R., Sedov, S.,** 1998, *Weatering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia*, Catena, **34**, no. 1-2, Elseviere, p. 19-34.
46. **Bunting, B. T.** ,1966, *The Geograpgy of Soil*, Hutchinson&CO (Publischers) LTD, London, 203 p.
47. **Buol, S. W., Hole, F. D., McCraken, R. J.,** 1989, *Soil Genesis and Classification*, 3rd edition, Iowa State Univerity Press, Ames, 446 p.
48. **Caillier, M., Guillet, B., Gury, M.,** 1986, *Etude d'une chronosequence de sol sur terrasses alluviales dans l' est de la France-Vallee de la Koselle*, Geoderma, Elsevier, Amsterdam.
49. **Canarache, A.,** 1990, *Fizica solurilor agricole*, Edit. Ceres, Bucureşti, 268 p.
50. **Canarache, A., Vintilă, I., Munteanu, I.,** 2005, *Elsevier's Dictionary of Soil Science, In English (with definition), French, German and Spanish*, Elsevier, 1339 p.
51. **Cârnu-Munteanu, V., Roman, C.,** 1900, *Le sol arable de la Roumanie. Etude sur sa composition mecanique et chimique*, Impr. de l'Independence Roumaine, Bucharest.

BCU "I. Creangă" UNIVERSITY LIBRARY

52. **Celine, M. G.,** 1979, *Soil Classification în the United State*, Department of Agronomy 904 Bradfield Hall, Cornwell University, Ithaca, NY, 214 p.
53. **Chen, J., Blume, P. H., Beyer, L.,** 2000, *Weatering of rock induced by lichens colonization – a review*, Catena, **39**, no. 2, Elseviere, p 121-146.
54. **Cheverry, Cl., Robert, M.,** 1998, *Le dégradation des sols irrigués et de la ressource en leau, une menace pour l'avenir de l'agriculture et pour l'environnement des pays au soud de Méditerranée?*, Étude et gestion des Sols, **5**, 4, p. 217-226.
55. **Chirino, E., Bonet, A, Bellot, J.,. Sánchez, J. R.,** 2006, *Effects of 30-year-old Aleppo pine plantations on runoff, soil erosion, and plant diversity in a semiarid landscape in south eastern Spain*, Catena, **65**, Elsevier, p. 19 – 29.
56. **Chiriță C-tin. D.,** 1974, *Ecopedologie cu baze de pedologie generală*, Edit. Ceres, Bucureşti, 590 p.
57. **Cornu, S., Lucas Y., Ambrosi J. P., Desjardins T.,** 1998, *Transfert of dissolved Al., Fe and Si in two Amazonian forest environment in Brazil*, European Journal of Soil Science, **49**, no 3, Oxford, UK, p. 377-384.
58. **Costantini, E. A. C., Urbano, F., L'Abate, G.,** *Soil regions of Italy, www.soilmaps.it.*
59. **Crăciun T., Crăciun L. L.,** 1979, *Dicţionar de biologie,* Edit. Albatros, Bucureşti, 285 p.
60. **Cristopherson R. W.,** 1987, *Geosystems. An introduction to Physical Geography*, Third Edition, Prentice Hall, Inc, New Jersey.
61. **D'Amore, D. V., Lynn, W. C.** (2002), *Classification of Forested Histosols in Southeast Alaska*, Soil Science Society of America Journal, **66**, p. 554-562.
62. **Darwin, Ch.,** 1977, *Formarea humusului sub acţiune râmelor, cu observaţii asupra obiceiurilor lor*, Edit. Academiei R.S. România, Bucureşti.
63. **Davidescu, D., Cotea, V. D.,** 2004, *Acad. prof. dr. Nicolae C. Cernescu*, Ştiinţa solului, **XXXVIII**, 1-2, p.6-8.
64. **De Blic, Ph., Some, N. A.,** 1997, *Etat structural d'horizons superficiels sableux sous culture ou jaquère herbacée en Afrique de l' Ouest (Bourkina Faso)*, Étude et gestion des Sols, **4**, 1, p. 17-25.
65. **Dejou, J., Tricart, J.,** 1991, *Pédogenese et morphogenese: Le Réferentiel Pédologique Pedologique Francais*, Revue de géomorphologie dynamique, **XL**, Edition CDU et SEDES, Paris.
66. **Dekers, J., Raes, D., Ceuppens, J., De Wachter, I., Merckx, R., Diallo, A.,** 1996, *Évolution de l'acidité dans les sols du delta du fleuve Sénégal sous influence anthropogène*, Étude et gestion des Sols, **3**, 3, p. 156-166.

67. **Dekers, J., Spaargaren, O., Nachtergaele, F.,** 2001, *Vertisols, Genesis, properties and soilscape management for sustainable development,* The sustainable management of vertisols CAB International 2001.
68. **Dekers, J.A., Nachtergaele, F.O., Spaargaren, C.O.,** 1998, *World Reference Base for Soil Resources*, Acco, Leuven, Belgium, 334 p.
69. **Delvaux, B., Delfosse, T., Herbillon, A.J.,** 2004, *Non-volcanic Andosols in Europe,* Volcanic Soil Resources in Europe, Rala Report no 214, ISSN 1010-0121., Agricultural Research Institute, Reykjavík, Iceland, 130 p.
70. **Dindal, D. L.,** 1990, *Soil Biology Guide*, John Wilez & Sons, New York.
71. **Djili, K., Daoud, Y., Ayache, N.,** 1999, *Analyse de la distribution verticale et spatiale du calcaire dans les sols de l'Algérie septentrionale*, Étude et gestion des Sols, **6**, 3, p. 201-213.
72. **Dos Anjos, C L. H, Franzmeier, D. P. Schulze, D. G.** (1995*), Formation of soil with plinthite on a toposequence in Maranhão State, Brasil,* Geoderma, **64**, no 3-4, Elsevier, p 257-279.
73. **Dubroeucq, D., Volkoff, B., Faure, P.,** 1999, *Les couvertures péologiques à podzols du bassin du Haut Rio Negro*, Étude et gestion des Sols, **6**, 2, p. 131-153.
74. **Duchaufour, P.,** 1982, *Pedology, Pedogenesis and classification*, George Allen Uniwin, London, 448 p.
75. **Duchaufour, Ph.,** 1998, *Réflexions sur les classifications des sols*, Communication présentée au symposium n° 42 du 16è Congrès Mondial de l'IUSS, Montpellier, 20-26 août 1998, Étude et gestion des Sols, **5**, 3, p. 201-205.
76. **Dudal, R.,** 2004, *The sixt factor for soil formation*, Presented at the "International Conference on Soil Classification 2004", Petrozavodsk, Russia, 3-5 August, 2004, p. 1-13.
77. **Economou, A., Pateras, D., Michopoulos, P., Vavoulidou, E.,** 2004, *Properties of soil derived from different volcanic parent material in Greece,* Volcanic Soil Resources in Europe, Rala Report no 214, ISSN 1010-0121., Agricultural Research Institute, Reykjavík, Iceland, 130 p.
78. **Ermice, A., Murolob, M., Puglianoc, M. L., Buondonnod, C.,** 2002, *Vertic Soils in Alluvion-Reclaimed Areas, Volturno River Plain, Italy*, Soil Science Society of America Journal, **66**, p. 1882-1888.
79. **Eswaran, H., Almarez, R., Berg van den E., Reich, P.,** 1997, *An assement of the soil resources of Africa in relation to productivity*, Geoderma, **77**, no. 1, Elseviere, Amstedam.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

80. **Eswaran, H., Beinroth, F. H., Reich, P. F., Quandt, L. A.,** 1999, *Vertisols: Their properties, classification, distribution and management*, USDA Natural Resources Conservation Service, Washington, USA.
81. **Eugenio, M., Lloret, F., Alcaniz, J. M.,** 2006, *Regional patterns of fire recurrence effects on calcareous soils of Mediterranean Pinus halepensis communities*, Forest Ecology and Management, **221**, Elsevier, p. 313–318.
82. **Facknath, S. , Lalljee, B.,** 1999, *The Living Soil*, PROSI Magazine, n° 365 – Agriculture.
83. **FAO. Soil Map of the World,** 1974, Legend. Food and Agriculture Organization of the United Nations, volume 1 Rome.
84. **Feller, C., Brown, G. G., Blanchard E.,** 2000, *Darwin et le biofunnctionemet des sols*, Étude et gestion des Sols, **7**, 4, p. 395-402.
85. **Filipov, F., Lupaşcu, Gh.,** 2003, *Pedologie. Alcătuirea, geneza şi proprietăţile solului,* Edit. „Terra Nostra" Iaşi, 347 p.
86. **Fitzpatrick, R. W., Frisch, E., Self, P. G.,** 1996, *Interpretation of soil feature produced by ancient and modern processes in degraded landscape: V. Development of saline sulfidic feature in non-tidal seepage areas*, Geoderma, **69**, no. 1-2, Elsevier, p. 1-29.
87. **Flessa, H., Wild, U., Klemisch, M., Pfadenhauer J.,** 1998, *Nitrous oxide and methane fluxes from organic soil under agriculture*, European Journal of Soil Science, **49**, no 1, Oxford, UK, p. 327-335.
88. **Florea, N.** 2004, *Actualitatea operei ştiinţifice a distinsului om de ştiinţă Nicole Cernescu (1904-1968),* Ştiinţa solului, **XXXVIII**, 1-2, p. 9-24.
89. **Florea, N., Al-Jouma, Kh.,** 1998, *Genesis and classification of gypsiferous soil of the middle Euphrates Floodplain, Syria,* Geoderma, **87**, Elsevier, p 67-85.
90. **Florea, N., Buza, M.,** 2004, *Pedogeografie cu noţiuni de pedologie (Compendiu)*, Edit Univ. „Lucian Blaga" Sibiu, 335 p.
91. **Florea, N., Dumitru, M.,** 2002, *Ştiinţa solului în Romania în secolul al XX-lea*, Edit. Cartea pentru toţi, Bucureşti.
92. **Florea, N., Munteanu, I.,** coord., 2003, *Sistemul român de taxonomie a solurilor (SRTS)*, ICPA, Edit. Estfalia, Bucureşti, 182 p.
93. **Florea, N., Vespremeanu, Rodica,** 1993, *Combinaţiile de soluri ale principalelor unităţi de relief din Podişul Dobrogea*, Ştiinţa solului, nr. 3-4, Bucureşti.
94. **Florea, N., Vespremeanu, Rodica, Untaru, Georgeta,** 1999, *Distribuţia solurilor în principalele unităţi de relief ale României,* Factori şi procese pedogenetice din zona temperată, **5**, Edit. Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi.

95. **Florinsky, I. V., Arlashina, H. A.** (1998), *Quantitative topografic analysis of gilgai soil morphology*, Geoderma, **83**, no. 3-4, Elsevier, p. 359-380.
96. **Foth, H. D.,** 1978, *Fundamentals of soil science*, John Wiley & Sons, New York, 230 p.
97. **García-Rodeja, E., Taboada, T., Martínez-Cortizas, A., Silva, B., García, C.,** 2004, *Soils with 'andic' properties developed from non-volcanic materials. Genesis and implications in soil classification,* Volcanic Soil Resources in Europe, Rala Report no 214, ISSN 1010-0121., Agricultural Research Institute, Reykjavík, Iceland, 130 p.
98. **Gardner, D. R.,** 1998, *The National Cooperative Soil Survey of the United States,* A thesis presented by David Rice Gardner to the Graduate School of Public Administration in partial fulfillment of the Doctor of Public Administration, May 1957, Harvard University, 276 p.
99. **Gardner, L. R., Smith, B. R., Michener, W. K.** (1992), *Soil evolution along a forest-salt marsh transect under a regime of slowly rising sea level, southestern United States*, Geoderma, **55**, no. 1-2, Elsevier, p 141-157.
100. **Gâță, Gh.,** 2004, *Kaolinite în Roumania Soil*, Știința solului, XXXVIII, 1-2, Journal of Romanian National Society of Soil Science, p. 108-122.
101. **Gerrard, J., 2000,** *Fundamentals of Soil*, Routlege Fundamentals of Physical Geography, London, 230 p.
102. **Gherasimov, I. P.,** 1971, *Nature and originality of paleosols, Paleopedology. Origin, nature and dating of paleosols*, Paper of the symposium on the Age of Parent Materials an Soil, International Society of Soil Science and Istrael Universities Press, Jerusalem, p. 15-27.
103. **Goossen, R., Ranst van, E.** (1998), *The use of remote sensing to map gypsiferous soil in the Ismailia Province (Egypt)*, Geoderma, **87**, no. 1-2, Elsevier, p. 47-56.
104. **Grozavu A., Kocsis L. Șt.,** coord., 2005, Enveartnary, *Dicționar poliglot multimedia de Mediu și Științe ale Pământului,* Edit. Azimuth, Iași.
105. **Gupta, V.V.S.R., Roget, D. K.,** 2004, *Understanding soil biota and biological functions: Management of soil biota for improved benefits to crop production and environmental health,* Soil biology in griculture. Proceedings of a workshop on current research into soil biology in agriculture. Tamworth Sustainable Farming, Training Centre 11-12 August 2004, Australia.
106. **Guryr, M., Arar, D., Jeanroyr, E.,** 2000, *Rocher-mère et andosolisation en milieu montagnard témpére, comparaison pyroclastes récents roches-*

BCU CLUJ / C1 WITH LIBRARY

*mère volcaniques massives anciennes*, Étude et gestion des Sols, 7, 2, p 215-228.

107. **Hachicha, M., M'Hiri, A., Bouksila, F., Bach Bamba, I.,** 1997, *Variabilité et répartition de l'argile et de la salinité dans le périmètre Kalaât Landelous (Tounisie), Application à l'évaluation des risques de salinization*, Étude et gestion des Sols, 4, 1, p. 53-66.
108. **Hans J.,** 1980, *The Soil Resource. Origin and Behavior*, Springer-Verlag, New York, 377 p.
109. **Hans J.,** 1994, *Factors of Soil Formation. A System of Quantitative Pedology*, Dover Publications, INC, New York, originally published 1941, McGraw-Hill, 281 p.
110. **Hassink, J., Bouwman, L. A., Zwart, K. B., Bloem, J., Brussaard, L.,** 1993, *Relationships between soil texture, physical protection of organic matter, soil biota and C and N mineralization in grassland soils*, Geoderma, **57**, no. 1-2, Elseviere, Amsterdam, p. 105-128.
111. **Hodges, S. C.,** 2004, *Soil fertility basics*, North Carolina State.
112. http://interactive.usask.ca/Ski/agriculture/soils/soilliv/soilliv_macfa.html
113. **Ianoş, Gh.,** 1999, *Pedogeografie*, Edit. Mirton, Timişoara, 318 p.
114. **Ibia, T. O. Udo, E. J.,** 1993, *Phosphorus forms and fixation capacity of representative soil in Akwa Ibon State of Nigeria,* Geoderma, **58**, no. 1-2, Elseviere, Amsterdam.
115. **Ionescu de la Brad, I.,** 1866, *Agricultura română din judeţul Dorohoi*, Imprimeria statului, Bucureşti.
116. **Isbell, R. F.,** 1996, *The Australian soil classification*. Australian Soil and Land Survey Handbook, CSIRO, Collingwood, Victoria, Australia.
117. **ISRIC**, 1999, *Bi-Annual Report 1997-1998*, International Soil Reference and Information Centre, Wageningen, 1999.
118. **ISRIC**, 2004, *Report of Activities 2002-2003*, ISRIC – World Soil Information, Wageningen.
119. **IUSS Working Group WRB,** 2006, *World reference basis for soil resources 2006,* World Soil Resources Reports, No 103, FAO, Rome, 128 p.
120. **Janick, J.,** 2002, *Tropical Horticulture*, Purdue University, www.hort.purdue.edu/newcrop/tropical/lecture_06/chapter_121_R.html
121. **Juma, N. G.,** 1993, *Interrelationships between soil structure/texture, soil biota/soil organic matter and crop production*, Geoderma, **57** no. 1-2 Elseviere, Amsterdam, p 3-30.
122. **Jussy, J. H., Koerner, W., Moares, C., Dambrinde, D., Dupouey, J. L., Zeller, B., Benoît, M.,** 2001, *Influence le l'usage ancien des sols sur le*

BCU CENTRALA "CAROL I" BIBLIOTECA

*cycle de l'azot dans les forêts vosgiennes*, Étude et gestion des Sols, **8**, 2, p 91-102.

123. **Kadry, L. T.,** 1979, *Classification and distribution of sandy soils in the near East Region and their agricultural potentialities,* Sandy Soils. Report of the FAO/UNDP Seminar on Reclamation and Management of Sandy Soils in the Near East and North Africa, FAO Soils Bulletin, **25**, Rome, Italy.
124. **Kadry, L. T., Arar, A.,** 1979, *Regional applied research on sandy soils, Sandy Soils*. Report of the FAO/UNPD Seminar on Reclamation and Management of Sandy Soils in the Near East and North Africa, FAO Soils Bulletin, **25**, Rome, Italy.
125. **Kastenholz, U., Kubiniok, J., Kunkel, R.,** 2001, *Modèle de répartition géoécologique du Cesium-$^{137}$ à la suite de l'accident du réacteur nucléaire de Tchernobyl, Contribution à la protection des sols en Sarre*, Étude et gestion des Sols, **8**, 3, p 189-202.
126. **Keita, B.** , 2002, *Les sols dominants du Mali,* Quatorzième réunion du sous-comité ouest et centre africain de corrélation des sols pour la mise en valeur des terres, Rapport sur les ressources en sols du monde, **98**, FAO, Rome.
127. **Kellogg Ch. E.,** 1974, *Soil genesis, classification, and cartography: 1924-1974*, Geoderma, 12, Elsevier, Amsterdam, p. 347-362.
128. **Khademi, H., Mermuth, A. R.,** 1999, *Submicroscopy and stable isotope geochemistry of carbonates and associated palygorkite in Iranian Aridisols*, European Journal of Soil Science, **50**, no 2, Oxford, UK, p. 207-216.
129. **Khademi, H., Mermuth, A. R., Krouse, H. R.,** 1997, *Sulfur isotope geochemistry of gypsiferous Aridisols from central Iran,* Geoderma, **80**, no. 1-2, Elsevier, p. 195-209.
130. **King, E., Jamagne, M., Arrouays, D., Bornand, M., Favrot, J. C., Hardy, R., Le Bas, C., Stengel, P.,** 1999, *Inventaire cartographique et surveillance des sols en France*, Étude et gestion des Sols, **8**, 4, p. 215-228.
131. **Klingebiel, A.A., Montgomery, P.H.,** 1961, *Land capability classification,* USDA Agricultural Handbook 210, US Government Printing Office, Washington, DC.
132. **Kohnke, H.,** 1968, *Soil Physics*, McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, USA, 225 p.
133. **Kovda, I., Morgun, E., Tessier, D.,** 1996, *Étude des vertisols à gilgaï du*

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

*Nord Caucase: mécanismes de différenciation et aspects pédogéochimiques*, Étude et gestion des Sols, **3**, 1, p. 41-52.

134. **Krasilnikov, N. A.,** 1958, *Soil microorganism and higher plants*, Academy of Science of the USSR.
135. **Lal, R.,** 2006, *Soil science in the era of hydrogen economy and 10 billion people*, The future of soil science, International Union of Soil Science, 165 p.
136. **Lamotte, M., Bruand, A., Humbel, F. X., Herbillon, A. J., Rieu, M.,** 1997, *A hard sandy-loam soil from semiarid Northern Cameroon: I. Fabric of the groundmass*, European Journal of Soil Science, **48**, no 2, Oxford, UK, p. 213-225.
137. **Langohr, R.,** 2001, *L'anthropization du paysage pédologique agricole de la Belgique depuis le Néolithique ancien- Apport de l'archéopédologie*, Étude et gestion des Sols, **8**, 2, p. 103-118.
138. **Le Bissonnais, Y.,** 1996, *Aggregate stability and assessement of soil crustability and erodability: I. Theory and methodology* , European Journal of Soil Science, **47**, no 4, Oxford, UK, p. 425-437.
139. **Le Bissonnais, Y., Arrouays, D.,** 1997, *Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodability: II. Application to humic loamy soil with various organic carbon contents*, European Journal of Soil Science, **48**, no 1, Oxford, UK, p. 39-48.
140. **Lehmann A.,** 2006, *Technosols a New Soil Group of the WRB (World reference Base for Soil Resources)*, Oral presentation on the 18th World Congress of the Soil Science in Philadelphia, 13 July 2006.
141. **Lima, H. N., Schaefer, C. E. R., Mello, J. W. V., Gilkes, R. J., Ker, J. C.,** 2002, *Pedogenesis and pre-Columbian land use of „Terra Preta Anthrosols" („Indian black earth") of Western Amazonia,* Geoderma, **111**, Elsevier, p. 1-17.
142. **Liski, J., Ilvesniemi, H., Mäkelä, A., Starr, M.,** 1998, *Model analysys of the effect of soil age, fire and harvesting on the carbon storage of boreal forest soil*, European Journal of Soil Science, **49**, no 3, Oxford, UK, p. 407-416.
143. **Lupaşcu Gh., Parichi M., Florea N.,** 1998, *Dicţionar de ştiinţa şi ecologia solului*, Edit. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 394 p.
144. **Lupaşcu, A.,** 2004, *Biogeografie cu elemente de ocrotirea şi conservarea biodiversităţii*, Edit. „Terra Nostra" Iaşi, 257 p.
145. **Lupaşcu, Gh., Jigău, Gh., Vârlan, M.,** 1998, *Pedologie generală*, Edit. Junimea, Iaşi.

146. **Machín J., Navas A.,** 1988, *Spațial analysis og gypsiferous soil in the Zaragoza province (Spain), using GIS as an aid to conservation*, Geoderma, **87**, Elsevier, p. 57-66.
147. **Madsen, M. B., Nørnberg, P.,** 1995, *Mineralogy of four sandy soils developed under hether, oak, spruce and grass in the same fluvioglacial deposit in Danemark*, Geoderma, **64**, no. 3-4, Elsevier, p. 233-256.
148. **Mando, A. Stroosnijder, L., Brussaard, L.,** 1996, *Effects of termites on infiltration into crusted soil*, Geoderma, **74**, no. 1-4, Elseviere, Amsterdam, p. 107-113.
149. **Manlay, R.,** 2000, *Dynamique de la matière organique a l'échelle d'une terroir agro-pastoral de savane ouest-africaine (Sud-Sénégal)*, Thèse soutenue ā l'Ecole Nationale du Génie Rural, de Eaux et Forêts Centre de Montpellier.
150. **Markewich, H. W., Pavich, M. J.,** 1991, *Soil cronosequence studies in temperate to subtropical, low-latitude, low relief terrain with data from the eastern United State*, Geoderma, **51**, no. 1-4, Elseviere, Amstedam.
151. **Marshall, E. C.,** 1964, *The Physical and Mineralogy of Soil*, vol. I: Soil Material, John Wiley&Sons, Inc., New York.
152. **Martín-García, J. M., Delgado, G., Párraga, J. F., Bech, J., Delgado, R.,** 1998, *Mineral formation in micaceous Mediterranean Red soil of Sierra Nevada, Granada, Spain*, European Journal of Soil Science, **49**, no 2, Oxford, UK, p. 253-268.
153. **Masse, D., Manlay, R.J., Diatta, M., Pontanier, R., Chotte, J. L.** 2004, *Soil properties and plant production after short-term fallows in Senegal*, Soil Use and Management, **20**, p. 92-95.
154. **Massoud, F. I.,** 1979, *Physical properties of sandy soils in relation to cropping and soil conservation practices,* Sandy Soils. Report of the FAO/UNDP Seminar on Reclamation and Management of Sandy Soils in the Near East and North Africa, FAO Soils Bulletin, **25**, Rome, Italy.
155. **Massoud, F. I.,** 1984, *Soil management and agronomic practices*, Prognosis of Salinity and Alcalinity, FAO Soils Bulletin, **31**, Rome, Italy.
156. **Melfi, A. J., Montes, C. R., Carvalho, A., Forti, M. C. ,** 2004, *Use of pedological maps in the identification of sensitivity of soils to acidic deposition: application to Brazilian soils,* Annals of the Brazilian Academy of Sciences, **76**, no. 1, p. 139-145.
157. **Meng, F.-X., Ou, W., Li Q., Jiang, Y., Wen, D-Z.,** 2006, *Vertical distribution and seasonal fluctuation of nematode trophic groups as affected by land use,* Pedosphere, **16,** 2, Elsevier, p. 169-176.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

158. **Mohan, Gh., Ardelean, A.,** 2005, *Dicţionar enciclopedic de biologie*, vol. I-II, Edit. All Educaţional, Bucureşti, 430, 447 p.
159. **Morisada, K., Ohsumi, Y.,** 1993, *Soil development on the 1888 Bandai mudflow deposits in Japan,* Geoderma, **57**, no. 4, Elseviere, Amsterdam, p. 443-458.
160. **Müler, G.,** 1965, *Biologia solului*, Edit. Agro Silvică, Bucureşti.
161. **Munteanu I.,** 1995, *Soils of the Romanian Danube Delta Biosphere Reserve*. Academy of Agriculture and Forest Science, 171 p.
162. **Neacşu, P., Apostolache-Stoicescu, Z.,** 1982, *Dicţionar de ecologie*, Edit. Ştiinţifică şi Enciclopedică,, Bucureşti, 677 p.
163. **Nestroy, O.,** 2000, *Classification of Chernozioms, Phaeozioms and Calcisols in Austria according to the World Reference Base for Soil Resources (WRB-SR),* Research Report no **7**, European Soil Bureau.
164. **Nettleton, W. D., Olson, C. G., Wysocki D. A.,** 1998, *Paleosols classification: Problems and solution*, Catena, **41**, no 1-3, Elsevier, p. 61-92.
165. **Nieder, R.,** 2006, *Future of soil science*, The future of soil science, International Union of Soil Science, 165 p.
166. **Nieuwenhuyse, A., Jongmans, A. G., Breemen van, N.,** 1993, *Andisol formation in a Holocene beach ridge plain under the humid tropical climate of the Atlantic coast of Costa Rica*, Geoderma, **57**, no. 4, Elseviere, Amsterdam, p. 424-442.
167. **Norcliff, St.,** 2006, *Soil science în the 21st century*, The future of soil science, International Union of Soil Science, 165 p.
168. **Oliver, M. A.,** 1997, *Soil and human healt: a review*, European Journal of Soil Science, **48**, no 4, Oxford, UK, p. 573-592.
169. **Papacostea, P.,** 1976, *Biologia solului*, Edit. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
170. **Paton, T. R., Humphreys, G. S., Mitchell, P. B.,** 1995, *Soil. A new global vision*, UCL Press, England.
171. **Paul, E. A., Clark, F. E.,** 1989, *Soil microbilology and biochemistry*, Academic Press, 263 p.
172. **Pédro, G.,** 2000, *La science des sols à l'aube du XXI ème siècle*, Étude et gestion des Sols, **3**, 2, p. 135-143.
173. **Perianu, T.,** 1996, *Bolile infecţioase ale animalelor. Bacterioze*, **I**, Edit. Fundaţiei Chemarea, Iaşi 550 p.
174. **Pesson, P., Vannier, Pussard, M., Bouché, M. B., Jeanson, C., Boyer, P., Massoud, Z., Rivière, J., Chalvinac, M. A., Keilling, J.,**

**Dommegues Y.**, 1971, *La vie dans les sols*, INRA, Gauthier-Villars, Paris.

175. **Phillips, J. D., Perry, D., Garbee, A. R., Carey, K., Stein, D., Morde, M. B., Sheehy, J. A.**, 1996 *Deterministic uncertainty and complex pedogenesis in some Pleistocene dune soils*, Geoderma, **73**, no 3-4, Elsevier, p. 147-164.
176. **Podwojewski, P., Petard, J.**, 1996, *Comparaison entre différentes méthods d'extraction des sels solubles et des cations echangeables dans un vertisol à gypse de Nouvelle Calédonie*, Étude et gestion des Sols, **3**, 2, p. 135-143.
177. **Pop, I.**, 1979, *Biogeografie ecologică*, Edit. Dacia, Cluj-Napoca, 318 p.
178. **Porta, J.**, 1998, *Methodologies for the analysis and characterization of gypsum in soil: A review*, Geoderma, **87**, no. 1-2, Elsevier, p. 31-46.
179. **Poss, R., Valentin, Ch.**, 1983, *Structure et fonctionnement d'un système eau-sol-végétation. Une toposéquence ferrallitique de savane (Katiola, Côte d'Ivoire)*, Cahiers O.R.S.T.O.M., ser. Pédologie, **XX**, 4, France.
180. **Pouget, M.**, 1980-1981, *Les sol à croûte calcaire dans les steppes algériennes: Quelques aspects morphologiques et esquisses d'une évolution actuelle*, Cahiers O.R.S.T.O.M., ser. Pédologie, **XVIII**, 3-4, France.
181. **Puiu, Şt.**, 1980, *Pedologie*, Edit. Ceres, Bucureşti, 393 p.
182. **Ramade F**, 1994, *Élements d'écologie*, 2e édition, Ediscience international, Paris, 579 p.
183. **Ranger, J., Colin-Belgrand, M., Nys, C.**, 1995, *Le cycle biogéochimiqe des éléments majeurs dans les écosystèms forestiers*, Étude et gestion des Sols, **2**, 2, p. 119-134.
184. **Rode, A. A.**, 1962, *Soil Science (Pochvovedenie)*, Istrael Program for Scientific Translation Ltd., Istrael, Jerusalem, 511 p.
185. **Romanescu Gh.**, 2003, *Dictionar de hidrologie*, Edit. Didactică şi Pedagigică, R.A., Bucureşti, 569 p.
186. **Romanescu, Gh.**, 2002, *Mediile de sedimentare terestre şi acvatice. Delte şi estuare*,. Edit. Bucovina Istorică, Suceava.
187. **Rossignol, J. P.**, 1984-1985, *Les planosols du nord de l'Uruguay*, Cah. ORSTOM, sér. Pédol., **XXI**, no. 1, p. 57-78.
188. **Rossiter, D. G.**, 2001, *Lecture Notes Principles of Soil Classification*, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), Enschede, the Netherlands.
189. **Rozanov, B. G.**, 1982, *Methodological bases of modern soviet soil science and its future developement*, Pedologie, Cahiers ORSTOM, vol **XIX**, 1, France.

BCU CLUJ-NAPOCA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

190. **Ruellan, A.,** 1971, The *history of soil. Some problems of definition and interpretation*, Paper of the symposium on the Age of Parent Materials an Soil, International Society of Soil Science and Istrael Universities Press, Jerusalem, p. 3-13.
191. **Rusu, C-tin.,** 1998, *Fizica, chimia şi biologia solului*, Edit. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 263 p.
192. **Rusu, C-tin.,** 2006, *In memoriam. Celor care au servit ştiinţa solului în România, Gheorghe Lupaşcu (1947-2003)*, S.N.R.S.S., I.C.P.A. Bucureşti, Publicaţiile SNRSS nr. 36, 301 p.
193. **Rybianetsk, T. V., Ryazanova, Em. F.,** 2002, *Salinization monitoring of common irrigated Chernozioms ot the Battom Don region*, 17th World Congress of Soil Science, Symposium 18, **II**, Thailand.
194. **Salim, S., Tessier, D.,** 1998, *Évolution des propriétés physiques et physico-chimiques des sols salées de la basse vallées de l'Euphrate (Syria)*, Étude et gestion des Sols, **5**, 4, p. 277-288.
195. **Schwartz, D.,** 1988, *Some podzols on Bateke sands and their origin, people's Republic of Congo*, **43**, Geoderma, Elsevier Science Publischer B.V., Amsterdam, p. 229-247.
196. **Schwenke, G.,** 2004, *Soil organic matter, biological activity, and productivity: myths and realities,* Soil biology in griculture. Proceedings of a workshop on current research into soil biology in agriculture. Tamworth Sustainable Farming, Training Centre 11-12 August 2004, Australia.
197. **Secu, C., Neacşu, L., Vasiliniuc, I.,** 2005, *Caracteristici morfologice ale antrosolurilor în lungul unei toposecvenţe situate la nord de cartierul Păcurari (Iaşi)*, Geografia în contextul dezvoltării contemporane, Presa Universitară Clujeană, p. 137-142.
198. **Ségalen, P.,** 1995, *Le sols ferrallitiques et leurs répartition géographique*, Edition de l' ORTSTOM, 2 et 3, Paris.
199. **Shvidenko, A., Nilsson, S., Stolbovoi, V., Wendt D.,** 1998, *Background Information for Carbon Analysis of the Russian Forest Sector*, International Institute for Applied Systems Analysis A-2361 Luxenburg, Austria, p. 125.
200. **Simonson R. W.** 1991, *Historical aspects of soil survey and soil classificatin*, Soil survey horizons, reprint.
201. **Simonson, R. W.,** 1991, *The USA soil survey-contribution to soil science and its application*, Geoderma, **48**, Elsevier, Amsterdam, p. 1-16.
202. **Singer, A.,** 1988, *Proprieties and genesis of some soils of Guanxi province, China*, **43**, Geoderma, Elsevier Science Publischer B.V., Amsterdam.

BCU CLUJ / BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

203. **Singer, M. J., Ewing, S.A.,** 2000, *Handbook of soil science*, Soil quality, CRC Press.
204. **Singer, M. J., Munns, D. N.,** 1987, *Soils an introduction*, Macmillan Publishing Company, New York, USA, p. 437.
205. **Smith, Ch., Y., Russell, B., José Nachtergaele, F.,** 1998, *Fertility capability classification system - 3rd approximation: the algorithm and an application.* In Alain Ruellan, editor, *16th World Congress of Soil Science*, volume CD-ROM, Montpellier, France, International Society of Soil Science (ISSS).
206. **Soil Survey Staff,** 1993, *Soil Survey Manual USDA Handbook*, **18,** http://soils.usda.gov/technical/manual/ .
207. **Spaargaren, O. C.,** 2004, *Andosols in the World Reference Base for Soil Resources and their correlation within other classification systems,* Volcanic Soil Resources in Europe, Rala Report no 214, ISSN 1010-0121., Agricultural Research Institute, Reykjavík, Iceland, 130 p.
208. **Stasiev, Gr.,** 2006, *Analiza filosofico-conceptuală a pedologie ca ştiinţă fundamentală biosferologică*, Edit. Chişinău.
209. **Stolbovoi, V.,** 2000, *Soils of Russia: correlated with the revised legend of the FAO soil map of the world and World Reference Base for Soil Resources*. RR-00-13. International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA), Luxenburg, Austria.
210. **Stolbovoi, V., Fischer, G., Sheremet, B., Savin, I.,** 1998, *The IIASA-LUC Project Georeferenced Database of Russia*,. Volumes 1 and 2: Soil and Terrain Digital Database (SOTER), INTERIM REPORT IIASA, IR-98-0113/September, International Institute for Applied Systems Analysis.
211. **Stoops, G., Gérard, M.,** 2004, *Micromorphology of the volcanic ash soils of the COST-622 reference profiles*, Volcanic Soil Resources in Europe, Rala Report no 214, ISSN 1010-0121., Agricultural Research Institute, Reykjavík, Iceland, 130 p.
212. **Stützer, A.,** 1999, *Podzolisation as a soil forming process in the alpine belt of Rondane, Norway*, Geoderma, **91**, Elsevier, p. 237-248.
213. **Swancson, D. K.,** 1996, *Soil geomorphology on bedrock and colluvial terrain with permafrost in central Alaska, USA*, Geoderma, **71**, no 1-2, Elsevier, p. 157-172.
214. **Sys, C.,** 1981, *Influence of the factor of the physical environment on agricultural development*, Pedologie, **XXXI**, 1, Ghent, p. 9-25.
215. **Szabolcs, I.,** 1984, *Present and potential salt affected soils – an introduction*, Prognosis of Salinity and Alcalinity, FAO Soils Bulletin, **31**, Rome, Italy.

BCU CLUJ LIBRARY

216. **Taboada1, M. A.,** 2003, *Soil Structural Behaviour of Flooded Soils, Departamento de Ingeniería Agrícola y Uso de la Tierra,Facultad de Agronomía UBA, Buenos Aires, Argentina, Lecture given at the College on Soil Physics Trieste, 3-21 March 2003,* LNS0418039.
217. **Takahashi, T. Nanzyo, M.,** 2004, *Aluminum solubility in nonallophanic Andosols from northeastern Japan,* Volcanic Soil Resources in Europe, Rala Report no 214, ISSN 1010-0121., Agricultural Research Institute, Reykjavík, Iceland, 130 p.
218. **Tamia, A., Moreau, R., Fortier, M., Yaro, G.,** 1999, *L'influence du travail du sol sur l'évolution physique d'un sol forestier ferrallitique après défrichement motorisé,* Étude et gestion des Sols, **6**, 1, p. 27-39.
219. **Tan, W.-F., Liu, F., Li, Y.-H., Hu, H.-Q.,** 2006, *Elemental composition and geochemical characteristics of iron-manganese nodules in main soils of China,* Pedosphere, **16**, 1, Elsevier, p. 72-81.
220. **Tardieu, F.,** 1990, *Effect de l'etat structural du sol sur l'enracinement. Que prendre en compte pour modélisation?*, La structure de sol et sol évolution, Les colloques de l'INRA, n° 53, Paris.
221. **Tessier, D., Bruand, A., Le Bissonnais, Y., Dambrine, D.,** 1996, *Qualité chimique et physique des sols: variabilité spatiale et évolution,* Étude et gestion des Sols, **3**, 4, p. 229-244.
222. **Tugel, A. J., Lewandowski A. M.,** editori, 2001, *Soil Biology Primer,* soils.usda.gov/sqi/soil_biology_primer.htm
223. **USDA,** 2001, *Agricultural management effect on earthworms population, Soil quality - Agronomy tehnical note,* no 11.
224. **Van Breemen, N.,** 1993, *Soils as biotic constructs favouring net primary productivity,* Geoderma, **57** no. 3, Elseviere, Amstedam, p. 183-211.
225. **Van Wambeke A.,** 1992, *Soils of the tropics. Properties and Appraisal.* McGraw-Hill, Inc, New Zork.
226. **Vasu, A.** 1989, *Sistemul sol edafotop–mijloc de producţie,* Analele ICPA, XVIX, Bucureşti, p. 127-144.
227. **Vasu, A.** 2004, *Chimia solului în viziunea acad. Nicolae Cernescu,* Ştiinţa solului, **XXXVIII**, 1-2, p.25-29.
228. **Vidic, N., Pavich, M., Lobnik, F.,** 1991, *Statistical analyses of soil properties on a Quaternary terrace sequence in the upper Sava River Valley, Slovenia, Yugoslavia,* Geoderma, **51**, no. 1-4, Elseviere, Amsterdam.
229. **Vogt, T., Larqué, P.,** 1998, *Transformation and neoformation of clay in the cryogenetic environment: exemples from Transbaikalia (Siberia) and Patagonia (Argentina),* European Journal of Soil Science, **49**, no 3, Oxford, UK, p. 367-376.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

230. **Watts, C. W., Dexter A. R.,** 1998, *Soil fribility: theory, measurement and the effect of management and organic carbon contents*, European Journal of Soil Science, **49**, no 1, Oxford, UK, p. 73-84.
231. **White, R. E., 1997**, *Principles and Practice of Soil Science. The Soil as a Natural Resource*, Third Edition, Blackwell Science, Australia, 348 p.
232. **Wilcox, B. P., Allen, B. L., Bryant, F. C.,** 1988, *Description an classification of soils of the high-elevation grassland of central Peru*, **42**, Geoderma, Elsevier Science Publischer B.V., Amsterdam.
233. **Wilding, L. P., Kelly, E. F.,** 1993, *Reponse: a pedologist perspective on soil as biotic constructs favouring net primary productivity,* Geoderma, **57** no. 3, Elseviere, Amsterdam, p. 217-221.
234. **Wittbrodt, P. R., Palmer, C. D.,** 1996, *Reduction of Cr (VI) by soil humic acids*, European Journal of Soil Science, **48**, no 1, Oxford, UK, p. 151-162.
235. **World Soil Resources,** 1991, *World Soil Resources. An explanatory note on the FAO World Soil Resources Map at 1: 25.000.000 scale*, World Soil Resources Report 66, Food and Agriculture Organisation of the United Nation, Rome.
236. www.affa.gov.au/, 2001, *National Strategy for the Management of Coastal Acid Sulfate Soils.*
237. **Yaalon, D. H.,** 1971, *Soil forming processes in time and space*, Paleopedology. Origin, nature and dating of paleosols, Paper of the symposium on the Age of Parent Materials an Soil, International Society of Soil Science and Istrael Universities Press, Jerusalem. p. 29-39.
238. **Zhao, H. L., Yi, X. Y., Zhou, R. L., Zhao, X. Y., Zhang T. H., Drake S.,** 2006, *Wind erosion and sand accumulation effects on soil properties in Horqin Sandy Farmland, Inner Mongolia*, Catena, **65**, Elsevier, p. 71 –79.
239. *** 1990, *Management of Gypriferous Soils*, FAO Soil Bulletin, **65**, Rome, Italy.
240. *** 2004, *100 de ani de geografie la Universitatea „Al. I. Cuza" din Iaşi*, Univ. „Al. I. Cuza", Departamentul de Geografie, Edith. Azimuth, Iaşi.
241. ***, 2000, *XVIII Curso internacional de edafologia "Nicolás Aguilera"*, Del 25 de septiembre al 27 de octubre de 2000, Sede: Departamento de Investigación en Ciencias Agrícolas del Instituto de Ciencias, BUAP Ciudad de Puebla, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Universidad Autonoma de Puebla, México.

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" IAȘI

242. ***, 2006, *Key to Soil Taxonomy*, United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Tenth Edition, 2006.
243. ***, *Glossary of Soil Science Terms*, **Soil Science Society of America,** http://www.soils.org/sssagloss/index.php.
244. ***, *Soil Colloids*, Chapter 7, http://wvlc.uwaterloo.ca/biology447/modules/ module8/soil/chap2c.htm.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

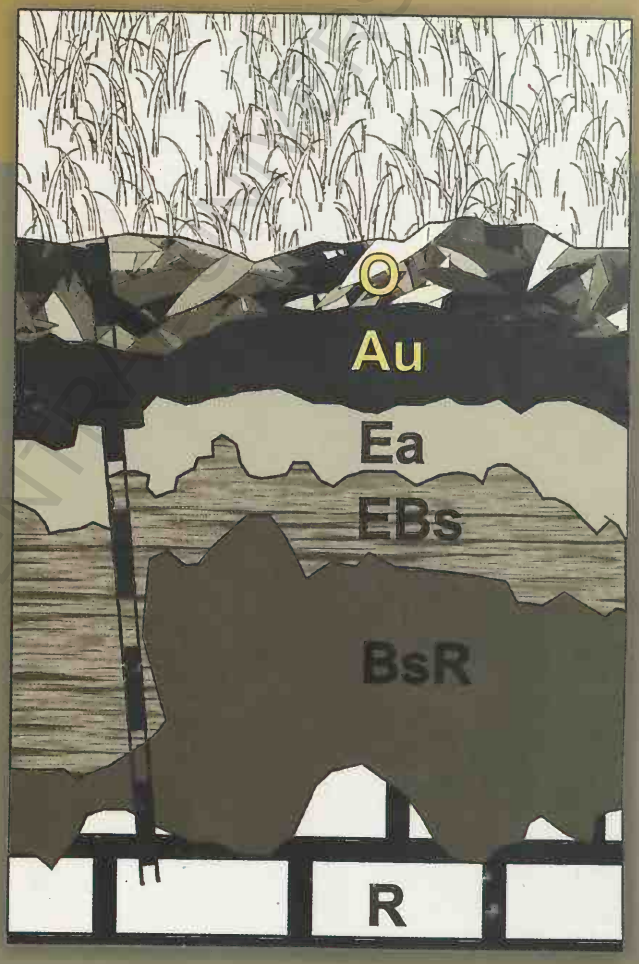
TIPARUL EXECUTAT LA
IMPRIMERIA EDITURII UNIVERSITĂȚII
„ALEXANDRU IOAN CUZA" DIN IAȘI
700511 Iași, Păcurari 9, tel./fax 0232 314947
Format: 70×100/16
Apărut: 2008
Comanda: 111

Informații și comenzi:
www.editura.uaic.ro
editura@uaic.ro

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Geografia solurilor cu elemente de pedologie* reprezintă suportul educațional pentru formarea profesională a studenților de la specializarea Geografie. Atenția cititorului este focalizată asupra relației sol – factori pedogenetici (rocă, relief, climă etc.) și a proceselor care contribuie la formarea solului (eluvierea-iluvierea), facilitând cunoașterea modului de comportare a acestuia în condiții naturale și antropizate.

Unul dintre obiectivele principale ale lucrării îl constituie acomodarea viitorului specialist cu nomenclatura solurilor, prezentă atât în numeroasele exemple oferite pe parcursul volumului, cât și în cadrul unui capitol special dedicat celor mai importante sisteme de taxonomie a solurilor. Pe lângă vocabularul de specialitate, lucrarea transmite și necesarul de cunoștințe care să permită geografului în formare analiza și interpretarea informațiilor calitative și cantitative.




9789737032799

Editura Universității „Alexandru Ioan Cuza" Iași